FACULTÉ DES LETTRES ET DES SCIENCES HUMAINES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

RECHERCHES DE GÉOMORPHOLOGIE EN ÉCOSSE DU NORD-OUEST

THÈSE PRINCIPALE POUR LE DOCTORAT ÈS-LETTRES

présentée par

Alain GODARD

en 1965

PUBLICATIONS DE LA FACULTÉ DES LETTRES
DE L'UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN

FACULTÉ DES LETTRES ET DES SCIENCES HUMAINES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

RECHERCHES DE GÉOMORPHOLOGIE EN ÉCOSSE DU NORD-OUEST

THÈSE PRINCIPALE POUR LE DOCTORAT ÈS-LETTRES

présentée par

Alain GODARD

en 1965

PUBLICATIONS DE LA FACULTÉ DES LETTRES
DE L'UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545806_0001

A MON MAÎTRE, ANDRÉ GUILCHER

AVANT-PROPOS

Pourquoi le dissimuler ? Cet ouvrage est le fruit d'une longue patience. Quand en 1952, invité par Mr Guilcher à porter mon attention sur la géomorphologie des massifs anciens de Grande-Bretagne, je choisissais d'étudier l'Ecosse du Nord-Ouest, j'étais loin d'évaluer l'ampleur de la tâche qu'un tel choix impliquait. Arrivé à présent au terme de cette étude, après avoir entrepris neuf campagnes successives dans la partie la plus reculée des Highlands parmi des contrées souvent désolées et d'accès difficile, dont le climat hostile est malheureusement à la hauteur de sa réputation, après avoir dépouillé une bibliographie rendue quelque peu austère par sa teneur essentiellement géologique et sa lourde proportion de titres étrangers, je n'éprouve nul regret. Si la tâche a été rude, si le travail sur le terrain a été souvent exténuant et parfois réellement dangereux, les satisfactions que procure toute moisson d'observations nouvelles ont amplement suffi à récompenser mes efforts.

C'est très certainement le domaine de la morphologie structurale qui m'a réservé — je dois l'avouer — les plus heureuses surprises. En effet, je ne soupçonnais guère toute la richesse des combinaisons morpho-structurales que pouvait recéler le socle de l'Ecosse du Nord. Sans aucun doute, certains trouveront que j'ai fait la part trop belle aux formes liées à la structure. Quelques lecteurs britanniques ne manqueront pas de penser que l'intérêt accordé aux surfaces d'aplanissement n'est pas toujours suffisant. Certains de mes collègues français pourront me reprocher de n'avoir pas insisté sur le rôle qu'ont joué les glaciers. Ces critiques éventuelles, je n'ai cessé de les avoir présentes à l'esprit en arpentant le terrain ou en rédigeant mon texte. Mais il me fallait bien choisir entre ce qui était à mes yeux essentiel et ce qui me paraissait moins fondamental. La voie la plus naturelle aurait probablement consisté à se placer délibérément dans le courant d'opinion qui prévaut largement chez les morphologues actuels en expliquant le modelé par des facteurs avant tout climatiques ou paléoclimatiques. Cette optique a d'abord été la mienne. Peu à peu cependant il a fallu me rendre à l'évidence et constater que la morphologie structurale et la morphologie climatique étaient absolument inséparables, que la primauté de la seconde sur la première était injustifiée, enfin que les formes étaient largement tributaires de la pétrographie et de la tectonique, même dans des socles apparemment homogènes. Il serait bien imprudent de généraliser une idée née des observations du monde hercynien et selon laquelle le modelé des massifs anciens est largement indépendant de la lithologie. Ma thèse n'est pas un plaidoyer en faveur de la morphologie structurale. Elle veut simplement redonner à la structure la part équitable qui, à mon sens, lui revient dans la morphologie des socles et plus particulièrement des socles calédoniens.

Est-il besoin de souligner que les aplanissements eux-mêmes dépendent du cadre structural dans lequel ils se réalisent, de rappeler que leur caractère de perfection, leur durée de conservation sont indirectement liés à la nature du matériel qu'ils tronquent.

Quant aux glaciers d'inlandsis, leur efficacité globale a été trop souvent surestimée (par analogie avec les glaciers de vallées des Alpes travaillant dans des volumes sédimentaires), pour qu'il ne soit pas superflu de réagir un peu contre cette tendance. L'action glaciaire sans être bien sélective s'est exercée sur un modelé déjà profondément marqué par le dispositif structural. Aussi les risques de confusion étaient d'autant plus graves que les phénomènes de convergence étaient plus à craindre.

Qu'on me pardonne donc mon enthousiasme pour les analyses morpho-structurales. Les précisions que j'ai cru devoir apporter à ce sujet m'ont obligé à m'étendre beaucoup plus que je ne l'avais souhaité tout d'abord sur les études régionales. Ces dernières pourront paraître longues et même fastidieuses. Pourtant leur lecture reste indispensable à la compréhension des grands problèmes qui sont regroupés dans la dernière partie de l'ouvrage. C'est dans le but de réduire au minimum la part des hypothèses que j'ai tenu à faire ce long exposé des faits.

Néanmoins, bien des problèmes ne sont qu'esquissés ou seulement effleurés, bien des voies restent inexplorées. La morphologie littorale notamment aurait certainement mérité une place plus large que celle qui lui a été attribuée. Mais sa richesse même était un handicap et le cadre de l'ouvrage n'autorisait pas une étude exhaustive. Il reste donc beaucoup à faire.

Que le lecteur veuille bien voir dans ce livre, moins l'aboutissement d'un long travail, qu'une simple pierre ajoutée à l'édifice jamais achevé de la géomorphologie. Puisse cette contribution être de quelque utilité aux géographes qui ne manqueront pas de s'intéresser au riche domaine nord-atlantique.

*
* *

Plus qu'un simple devoir dictée par des sentiments de gratitude, c'est une joie pour moi de pouvoir remercier tous ceux qui, à des titres divers, m'ont apporté leur bienveillant concours, m'ont guidé par leurs encouragements, en me permettant ainsi de mener à bien cette œuvre.

Ma reconnaissance ira en tout premier lieu à Mr André Guilcher, professeur à la Sorbonne, qui au temps où il dirigeait l'Institut de Géographie de Nancy sut me donner son seulement le goût de la géographie, mais encore toutes les bases de ma formation. C'est à lui que je dois d'avoir orienté mes recherches vers le domaine nord-atlantique qui lui est si familier. Grâce à lui, je n'ai pas cédé à la tentation du découragement devant l'ampleur de la tâche à accomplir. Mr Guilcher n'a cessé de suivre de près les progrès de mes travaux, ne ménageant ni ses conseils ni ses critiques. Au cours de ma dernière campagne, en 1961, il a tenu à venir reconnaître sur le terrain les secteurs les plus dignes d'intérêt. Que dans ces quelques lignes il veuille bien trouver le témoignage de ma sincère et profonde gratitude.

Plusieurs professeurs éminents ont bien voulu s'intéresser à mes recherches de géomorphologie, notamment Mr P. Birot, professeur à la Sorbonne, qui au cours de fructueux échanges de vue m'a fait bénéficier de sa vaste expérience des socles et des problèmes de morphologie structurale; Mr A. Cailleux, professeur à la Sorbonne, qui m'a guidé avec une grande bienveillance dans mes études statistiques et a critiqué très utilement les modes d'expression quantitatifs de quelques résultats auxquels j'étais parvenu; Mr le Professeur J. Dresch, Directeur de l'Institut de Géographie de Paris qui s'est penché sur mon manuscrit et a témoigné beaucoup d'intérêt pour les questions des aplanissements de type semi-aride; Mr le Professeur J. Tricart, Directeur de l'Institut de Géographie de Strasbourg qui m'a très amicalement donné de précieux conseils concernant le rôle des paléoclimats et plus spécialement de ceux du Quaternaire froid. A tous, je tiens à rendre un hommage de respectueuse reconnaissance.

Je sais quelle lourde dette j'ai contracté envers les spécialistes qui ont accepté de faire pour moi de nombreuses analyses et déterminations. Sans l'aide précieuse que j'ai reçue de la part des géologues, ce travail n'aurait pas été possible. Je suis heureux de pouvoir exprimer mes vifs remerciements à toute la dynamique équipe de chercheurs qu'anime le Professeur M. Roubault au sein de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy. Mr H. de la Roche, maître de recherche au C.N.R.S. et sous-directeur du Centre de Recherches pétrographiques et géochimiques de l'Université de Nancy, avec qui j'entretiens depuis de longues années des liens d'étroite et féconde collaboration, m'a apporté dans un esprit de parfaite compréhension un soutien tout particulièrement efficace. C'est grâce à lui et à ses collaborateurs immédiats (Mr et Mme P. Marchal, etc.) que je dois d'avoir obtenu les nombreuses et indispensables analyses minéralogiques sur lames minces, ainsi que des analyses modales au compteur de points pour un bon nombre de catégories de granites. Quant au Profeseur G. Millot qui dirige l'Institut de Géologie de Strasbourg, il a non seulement mis à ma disposition les ressources de son laboratoire en faisant pratiquer par les soins de Mlle H. Paquet les analyses aux rayons X de la fraction argileuse des échantillons que je lui avais soumis, mais il accepté de s'entretenir avec moi à plusieurs reprises en m'offrant le concours de sa longue expérience en matière d'altérations argileuses. Je tiens également à remercier mon collègue et ami H. Elhaï qui a étudié les pollens de plusieurs de mes échantillons de tourbe et m'a conseillé sur l'interprétation stratigraphique de l'Holocène qu'il convenait d'en donner; Y. Vincent un de mes étudiants, qui s'est très gentiment offert pour m'aider dans les mesures granulométriques des sables et dans les examens morphoscopiques des grains de quartz.

Je m'en voudrais de ne pas signaler les personnes de mon entourage familial qui ont accepté de relire et de critiquer une partie de mon manuscrit : Mr R. Rivoirard, ingénieur-géologue à qui je dois de pertinentes remarques concernant l'analyse structurale, Mlle C. Harlé, professeur de Mathématiques, et enfin mon épouse dévouée.

Naturellement, comme tous les ouvrages du genre, cette thèse nécessitait des séjours prolongés à l'étranger et de nombreux déplacements. Elle n'aurait pu être menée à son terme sans l'aide financière que m'a procuré le Centre National de la Recherche Scientifique en m'accordant une subvention pour la réalisation de chacune des neuf campagnes d'études et pour l'édition des figures de ce livre. A ceux qui n'ont pas hésité à m'accompagner dans les solitudes écossaises aux cours des diverses expéditions — J. M. Loppinet, J. P. Diény, H. Godard, F. P. Jacques et surtout ma femme qui a sacrifié ses vacances cinq années durant — je voudrais dire combien leur dévouement m'a touché et combien leur présence a été pour moi un réconfort.

Je n'aurais garde enfin d'oublier — *last but not least* — tous mes collègues et amis britanniques qui m'ont si souvent aidé et conseillé. Ils sont trop nombreux pour que je puisse tous les citer. Je tiens néanmoins à adresser à certains d'entre eux des remerciements plus particuliers : pour l'Université de Glasgow, au Dr J. Tivy qui m'a apporté un soutien constant et a répondu avec une patience inlassable à toutes mes questions, au Professeur R. Miller qui m'a fait bénéficier de la connaissance concrète qu'il a des Orcades, au Dr J. B. Caird à qui je dois de n'avoir pas pénétré en étranger dans les Hébrides Externes; pour l'Université d'Edimbourg, aux Professeurs A. Geddes, J. Knox et au Dr J. B. Sissons, enfin au Professeur J. A. Steers de l'Université de Cambridge et au Professeur D. L. Linton de l'Université de Birmingham.

Sous peine d'être ingrat, il me faut mentionner que le Département de Géographie d'Edimbourg et le Service des Photos aériennes de la même ville m'ont ouvert largement leurs portes. Le Service de Protection de la Nature (Nature Conservancy) m'a de son côté accordé toues les autorisations nécessaires pour débarquer et séjourner à l'île-réserve de Rhum.

Et puis il y a tous ceux qui, tout en gardant l'anonymat, ont tenu à me réserver un bon accueil sur leur vieille terre écossaise, à me faciliter la tâche, bref à me prouver que l'hospitalité de l'Ecosse n'était pas une légende.

Qu'il nous soit permis d'exprimer notre gratitude à Messieurs les Professeurs Y. Béquignon, G. Chabot *et* E. Juillard : *grâce à leur bienveillante compréhension, cet ouvrage a pu être accueilli parmi les publications de la Faculté des Lettres de Strasbourg et bénéficier de l'aide du fonds qu'avait légué M.* H. Baulig.

Les figures au trait ont été, dans la proportion des trois-quarts environ, redessinées à l'Institut de Géographie de Nancy par M. Walterspieler *que nous remercions vivement.*

LIMITES DE L'ÉTUDE

La Grande-Bretagne se termine vers le Nord par un grand morceau de terre d'allure grossièrement triangulaire que la longue et profonde coupure du Glen More (Grand Glen) détache presque du reste du pays. Ce triangle constitue le champ d'analyse morphologique que nous avons choisi *(fig. 1)*. Si l'on tient compte de l'île de Mull qui forme en fait la pointe sud du triangle, la base très rectiligne sur plus de la moitié de la longueur mesure du Sud-Ouest au Nord-Est environ 350 km. Au Nord, le plus petit côté s'allonge en direction W-E sur près de 120 km. A cette surface ,il faut ajouter l'archipel des Hébrides à l'Ouest et celui des Orcades au Nord. Au total, la superficie étudiée dépasse 25 000 km^2, dont les trois-quarts environ pour le « Mainland » (1) et un quart pour les îles.

Dans quelle mesure peut-on justifier les limites d'un champ d'étude aussi vaste ? Mis à part le tracé qu'imposent les côtes et qui ne soulève pas de discussions, il reste deux questions d'inégale importance : 1) Doit-on comprendre les Shetlands dans l'analyse ? 2) Le choix du Grand Glen qui correspond à un fort étranglement du Mainland n'est-il pas un peu arbitraire ?

En ce qui concerne l'archipel éloigné des Shetlands, il n'y a pas beaucoup d'inconvénients à l'exclure, car sa structure et son modelé en font déjà un avant-poste des pays scandinaves. Seuls les compartiments affaissés où s'est conservé le Vieux-Grès-Rouge dévonien rappellent un peu les Orcades par leur paysage.

Par contre, le problème du Glen More est beaucoup plus complexe. De toute évidence c'est une profonde cicatrice qui se traduit par un creux topographique continu et long de 200 km, mais il faut reconnaître honnêtement que des paysages analogues se retrouvent de part et d'autre de cet axe majeur de la tectonique emprunté par l'hydrographie. C'est ainsi qu'un relief de plaines et de collines jalonne les sédiments gréseux aussi bien au NW qu'au SE du Moray Firth. De même, du côté atlantique, les paysages si caractéristiques de montagnes étroites et disséquées montrent une parenté évidente de part et d'autre du Loch Linnhe. Pourtant il est difficile, sinon impossible, de retrouver dans l'Ecosse du Nord, cernée d'assez près par la mer et soumise de ce fait à une dissection avancée, les plateaux massifs mais élevés du genre de ceux qu'on observe dans les Grampians Mountains. Inversement, la combinaison si originale de formes raides dominant des bas plateaux et des plaines monotones qui occupe la plus grande partie de l'Ecosse au N du 58^e parallèle, est sans équivalent dans les régions situées plus au Sud.

Dans le domaine structural, la coupure du Grand Glen est loin d'être absolue. Le complexe métamorphique du Moinien si typique des régions septentrionales s'étend néanmoins jusqu'aux Cairngorm Mountains. Par contre, l'ensemble métamorphique dalradien ne s'observe nulle part au Nord de la faille du Glen More. Si le Vieux-Grès-Rouge se poursuit le long de la Mer du Nord depuis l'embouchure de la Spey jusqu'aux Orcades, les affleurements de grès torridoniens, comme ceux du socle lewisien sur lequel ils reposent, sont cependant exclusivement situés au NW de l'accident en question. Enfin et surtout, à l'exception — majeure il est vrai — de l'île d'Arran, les manifestations volcaniques tertiaires sont limitées en Ecosse à la partie nord-ouest. Des paysages aussi particuliers que ceux des plateaux basaltiques de Skye ou de Mull sont représentés en Irlande, mais n'ont pas d'équivalent dans le reste de la Grande-Bretagne. Bref, en dépit de certains traits qui l'apparentent aux Highlands du Centre, la portion de l'Ecosse située au NW du Grand Glen garde néanmoins une profonde originalité qu'il est commode de sauvegarder en prenant comme limite la coupure naturelle allant du Loch Linnhe au Moray Firth en passant par le Loch Lochy et le Loch Ness. A moins d'étendre le domaine

(1) Il est difficile de traduire « Mainland » par « continent » dans le cas de la Grande-Bretagne. L'équivalent le plus proche, comme le suggère A. Guilcher, serait « Grande Terre ».

d'étude à toutes les Highlands, ce qui était impensable, il fallait se contenter de cette frontière que nous ne nous sommes d'ailleurs pas interdit de franchir de temps à autre pour faire d'utiles comparaisons.

Bien entendu, dans cette vaste étendue ainsi délimitée on devait renoncer à faire une étude systématique, car la densité des observations ne pouvait être que fort inégale. Compte tenu des différences d'intérêt morphologique, mais aussi des difficultés plus ou moins grandes d'accès, de l'existence ou de l'absence d'une couverture géologique détaillée, un choix s'imposait. Ainsi toute la région comprise entre le Glen Cannich et le Loch Eil, par exemple, est d'un abord très malaisé : les chemins et les sentiers y sont très rares et parmi les quelques routes qui existent certaines sont privées et interdites. Le levé géologique de détail manque pour le moment et il ne semble pas qu'en dehors de quelques points qui ont été analysés, la morphologie y présente une bien grande variété. Aussi ce secteur n'a-t-il été traité qu'assez sommairement.

Naturellement c'est pour les îles que le problème de l'accès se posait de manière particulièrement aigüe, car faute d'un bateau personnel, il ne pouvait évidemment pas être question de les visiter toutes. Des considérations d'intérêt morphologique, auxquelles malheureusement se sont jointes des préoccupations d'ordre matériel, ont finalement guidé notre choix. Skye, grande île complexe et heureusement accessible par ferry a été visitée à plusieurs reprises et plus de deux mois complets de travail sur le terrain lui ont été réservés. Pour séjourner à Rhum par contre, il faut bénéficier d'une autorisation spéciale de la « Nature Conservancy » parce que cette île est transformée en réserve naturelle et c'est seulement une semaine de travail — d'ailleurs intensif — qui fut consacrée à ce reste de volcan. Les îles les plus intéressantes et les plus étendues ont été étudiées grâce à des séjours d'inégale longueur : Mull : six semaines, les Orcades du Centre et du Sud : 18 jours, Lewis et Harris (Hébrides externes) : un mois. Il reste néanmoins des lacunes : Canna, Muck, le Sud-Est d'Eigg, le centre et le nord de Raasay sans doute dignes d'intérêt, Coll et Tiree probablement plus simples et dans la partie sud de l'arc des Hébrides externes, Eriskay et Barra.

Contrairement à ce qu'on aurait pu penser *a priori*, les photos aériennes ne permettent pas de pallier ces défauts, de combler ces lacunes; et cela d'autant moins que la couverture est de qualité très inégale. Les missions photographiques, en effet, ont été prises selon des directions très variables, avec un ciel qui n'est pas toujours sans nuages. Nous avons cependant eu systématiquement recours aux photos aériennes pour cartographier une cinquantaine de secteurs qui avaient été étudiés au préalable sur le terrain. A toutes ces difficultés, il convient d'ajouter enfin celles qui tiennent à des conditions météorologiques trop souvent déplorables, même en été, et qui réduisent l'efficacité du travail sur le terrain. Chaque été ou presque le mauvais temps sévit plusieurs jours consécutifs au point d'arrêter tout travail. Ce fait est particulièrement grave quand il s'agit d'un séjour limité, surtout s'il est insulaire.

Il ne saurait donc être question de considérer la présente étude comme une analyse exhaustive du relief de l'Ecosse du Nord-Ouest. Elle se borne à être une contribution aux progrès des connaissances d'un pays rude mais attachant.

ORCADES
HOY
SOUTH RONALDSAY
PENTLAND FIRTH
Dunnet Hd
John o' Groat's
Duncansby Hd
Dunnet Bay
Cape Wrath
Whiten Hd
Strathy Pt.
Thurso
Halkirk
Sinclair's Bay
Wick
CAITHNESS
Tongue
Ben Hope 926
Foinaven 908
Ben Stack 722
Eddrachillis Bay
Quinag 807
SUTHERLAND
Scaraben 626
Ben Uarie 623
Helmsdale
Lochinver
Suilven 731
Canisp 846
Inchnadamph
B.M.Assynt 998
Enard Bay
COIGACH
Lairg
Brora
Dornoch
Tarbat Ness
Tain
EASTER ROSS
Ullapool
Greenstone Pt
Rudh Re
Gruinard B.
Gairloch
Rudha Hunish
Ben Eighe 1011
WESTER ROSS
ROSS & CROMARTY
Sgurr Mor 1108
Ben Wyvis 1045
Invergordon
Cromarty
Dingwall
Nairn
Buckie
MORAY
BLACK ISLE
NAIRN
Beauly
Inverness
Beauly Firth
Cromarty Firth
MORAY FIRTH
Strome Ferry
Sgurr na Lapaich 1150
Mam Soul 1177
Ben Attow 1031
Fort Augustus
LOCH NESS
Monadhliath Mountains
Kingussie
Ballater
INVERNESS
MOUNTAINS
Fort William
Ballachulish
GRAMPIAN
Badenoch
ARDGOUR
ARDNAMURCHAN
KINGAIRLOCH
MORVERN
Tobermory
MULL
Oban
ARGYLL
Crief
Perth
Butt of Lewis
Cellar Head
Tolsta Head
Tiumpan Hd.
Stornoway
LEWIS
NORTH
MINCH
SOUND OF SHIANT
Kebock Hd
Clisham 805
Tarbert
SOUTH HARRIS
Toe Head
SOUND OF HARRIS
PABBAY
BERNERAY
NORTH UIST
Lochmaddy
Sound of Monach
LITTLE MINCH
BENBECULA
SOUTH UIST
Lochboisdale
ERISKAY
BARRA
SANDRAY
MINGULAY
MER DES HÉBRIDES
HÉBRIDES EXTERNES
MER DU NORD
Portree
SKYE
RAASAY
INNER SOUND
APPLECROSS
Strathcarron
Broadford
Cuillin Hills 1010
SOAY
CUILLIN SOUND
CANNA
RHUM
Pt of Sleat
Sound of Sleat
KNOYDART
N.MORAR
SOUTH MORAR
MOIDART
Sound of Arisaig
EIGG
MUCK
Pt of Ardnamurchan
COLL
TIREE
GOMETRA
ULVA
Ben More 966
IONA
FIRTH OF LORNE
Sound of Mull
Loch Linnhe
Loch Shiel
Loch Eil
Loch Lochy
Glen Garry
Glen Moriston
Glen Affric
Glen Cannich
Glen Carron
Glen Orrin
Glen Strathfarrar
Glen Mullardoch
Glen Urquhart
Glen Shiel
Glen Spean
Glen Etive
Glen Lyon
Loch Rannoch
Loch Tay
Strath Oykell
Strath Carron
Strath Fleet
Strath Brora
Strath Helmsdale
Strath Halladale
Strath Naver
Strath Dearn
Strath Nairn
Glen Cassley
Glen Muzzle
Glen More
Glen Affric
Glen Shiel
Glen Garry
Glen Etive
Glen Lyon
Loch Shin
Loch Naver
Loch Hope
Loch Eriboll
Loch Broom
Loch Maree
Loch Torridon
Loch Carron
Loch Alsh
Loch Duich
Loch Quoich
Loch Arkaig
Loch Lochy
Loch Rannoch
Loch Tay
Loch Ericht
Loch Etive
Loch Awe
Loch Fyne
Loch Snizort
Loch Bracadale
Loch Dunvegan
Loch Eport
Loch Skiport
Loch Boisdale
Loch Scavaig
Loch Scridain
Loch Buie
Loch Spelve
Loch Leven
Loch Creran
Loch Etive
Loch Awe
Loch Fyne
Loch Long
Loch Lomond
Loch Katrine
Loch Venachar
Loch Achray
Loch Voil
Loch Earn
Loch Tay
Loch Rannoch
Loch Ericht
Loch Laggan
Loch Treig

PREMIÈRE PARTIE

ORIGINALITÉ DU CADRE PHYSIQUE

CHAPITRE PREMIER

LES CONDITIONS CLIMATIQUES ET PHYTOGÉOGRAPHIQUES ACTUELLES

On pouvait difficilement envisager de faire l'étude de la morphologie de l'Ecosse du Nord-Ouest sans essayer de la replacer dans son cadre climatique. Le climat actuel commande, en effet, l'efficacité des processus de l'érosion présente et les modalités de leur action sur le paysage. En outre, l'analyse des conditions climatiques peut rendre d'autres services, puisque certains des contractes qui sont observés aujourd'hui out dû vraisemblablement exister pendant des périodes plus anciennes comme le Quaternaire et peut-être même la fin du Tertiaire. Il faudra néanmoins agir avec beaucoup de prudence dans ces transpositions, car les données paléoclimatiques sont des plus réduites.

En ce qui concerne le climat actuel, les documents disponibles dans cette région la moins humanisée de l'Ecosse sont non seulement assez réduits mais encore très inégalement répartis, surtout en altitude. En dehors des relevés précis faits à l'observatoire du Ben Nevis pendant vingt ans (1884-1904), on ne dispose guère actuellement que de données se rapportant à des régions de plaines ou de collines basses d'altitude inférieure à 200 m. Quelques observations, personnelles ou autres, faites le plus souvent durant plusieurs semaines d'été, font au total une récolte assez maigre. C'est dire combien il est difficile de porter un jugement un peu solide sur le climat des montagnes ou, d'une manière plus générale, des régions d'altitude supérieure à 200 m qui occupent tout de même près des trois-quarts de l'Ecosse du Nord.

Pour pallier ces inconvénients, force nous était de recourir à d'autres critères et en particulier à la végétation, bon réactif des conditions climatiques et microclimatiques. Dans le détail, telle plante peut servir d'indicatrice du microclimat du sol : *Eriophorum vaginatum* par exemple jalonne les parties les plus humides des tourbières. A plus grande échelle les groupements botaniques prennent la première place : ainsi la végétation de type arctico-alpin correspond à un climat précis des sommets élevés qui sera défini plus loin.

1. — SITUATION DE L'ÉCOSSE DU NORD DANS LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE GÉNÉRALE

a. Prédominance des temps perturbés d'Ouest. Les trajectoires.

Plus que n'importe quelle autre région de l'Europe occidentale, plus que l'Irlande même, l'Ecosse septentrionale est baignée par le flux zonal d'Ouest. Les relevés des trajectoires de perturbations établis par le « Meteorological Office » et consignés dans les *Monthly Weathers Reports* permettent de se faire une idée globale des voies les plus fréquentées par les dépressions. En calculant la moyenne annnuelle sur une période de 10 ans (1950-1959), on peut cartographier le phénomène par fraction de fuseau *(fig. 2)*. Les trajectoires les plus fréquentes sont celles qui passent au N et à l'W de l'Ecosse. En même temps, on constate une décroissance des nombres vers l'Est, ce qui indique clairement que les perturbations originaires de l'Atlantique prédominent

largement et ont tendance à s'affaiblir et à passer au stade de l'occlusion vers l'E de la Mer du Nord et vers la Scandinavie. Il faut donc logiquement en déduire que l'Ecosse du Nord se trouve très souvent placée dans le secteur chaud des perturbations cheminant d'Ouest en Est. Cette déduction est d'ailleurs confirmée par les observations synoptiques journalières ou même de manière plus globale par les relevés mensuels.

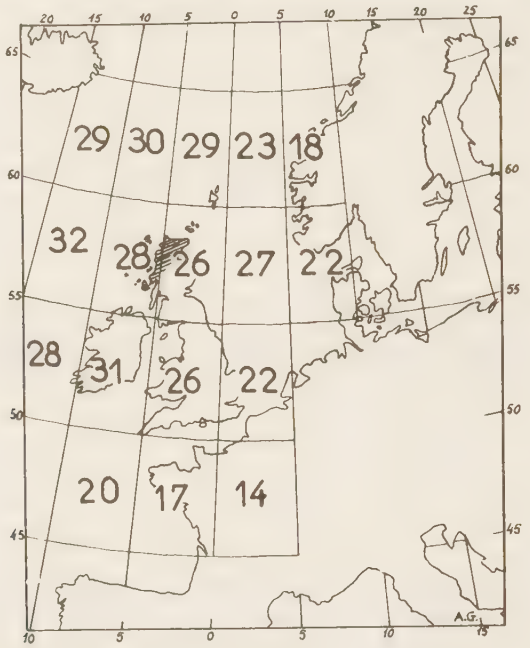


FIG. 2. — *Fréquence annuelle des perturbations en Europe nord-occidentale.* (Moyenne 1950-1959). La carte établie d'après les données du *Monthly Weather Report*, exprime le nombre de passages des trajectoires de centres dépressionnaires dans chaque fraction de fuseau.

La masse d'air polaire maritime plus ou moins modifié domine en général. C'est elle qui commande le temps par sa vitesse de déplacement et sa trajectoire. Le long trajet qu'elle parcourt — 4 000 km depuis le Sud du Grönland — sur l'Atlantique tiède lui permet d'acquérir en même temps qu'une température douce une forte humidité et surtout une grande instabilité. En effet, comme le note G. MANLEY, le contraste thermique entre l'air et l'eau de mer s'accuse avec la latitude en faveur de l'océan, du moins pendant la saison froide [304 et 305] (1).

La situation la plus simple, assez fréquemment représentée en hiver, est celle d'un flux d'Ouest frappant de plein fouet l'Ecosse. Les perturbations passent immédiatement au Nord ou traversent même le pays qui connaît pendant ces périodes des précipitations nettement supérieures à la moyenne, surtout en bordure des régions montagneuses occidentales. L'opposition entre les côtes ouest et est reste toutefois limitée. La période de septembre-octobre 1948 peut être prise comme exemple *(fig. 3 C)*. En septembre, un temps instable règne sur tout le pays avec partout plus de 25 jours de pluie. Le total des précipitations dépasse 150 mm dans toutes les stations de plaine du N de l'Ecosse. A Fort-William, il atteint 350 mm. Le coefficent pluviométrique (moyenne 1881-1915 = 100) est de 156 %. Ce temps très humide se poursuit durant le mois d'octobre avec les mêmes caractères. Des pluies intenses ont lieu, même à faible altitude : 70 mm tombent à Fort-William en une seule journée. Dans ce type, les trajectoires sont suffisamment septentrionales pour laisser l'Ecosse du Nord dans le secteur chaud où l'air conserve une forte capacité hygrométrique. Elles ne sont cependant pas rejetées trop loin vers l'Islande, ce qui limite l'influence de l'anticyclone européen à l'Angleterre. Ainsi en septembre-octobre 1948, sur un total de 24 perturbations en Europe occidentale, 16 passent au Nord de l'Ecosse et deux la traversent. Evidemment ces séquences très humides influent beaucoup sur le total des précipitations de l'année. 1948 est une année particulièrement pluvieuse en Grande-Bretagne où certains sommets du Nord-Ouest reçoivent plus de 5 000 mm d'eau. Les valeurs seraient d'ailleurs encore plus impressionnantes si les mois de janvier et février 1949 avaient été ajoutés au total, car le temps perturbé d'Ouest et très humide y règne de nouveau.

Quand les perturbations cheminent un peu plus au Nord, suivant une trajectoire SW-NE ou WSW-ENE, l'Ecosse du Nord connaît un temps presqu'aussi arrosé avec des précipitations qui peuvent être très intenses,

(1) Les chiffres placés entre crochets renvoient à la bibliographie *in fine*.

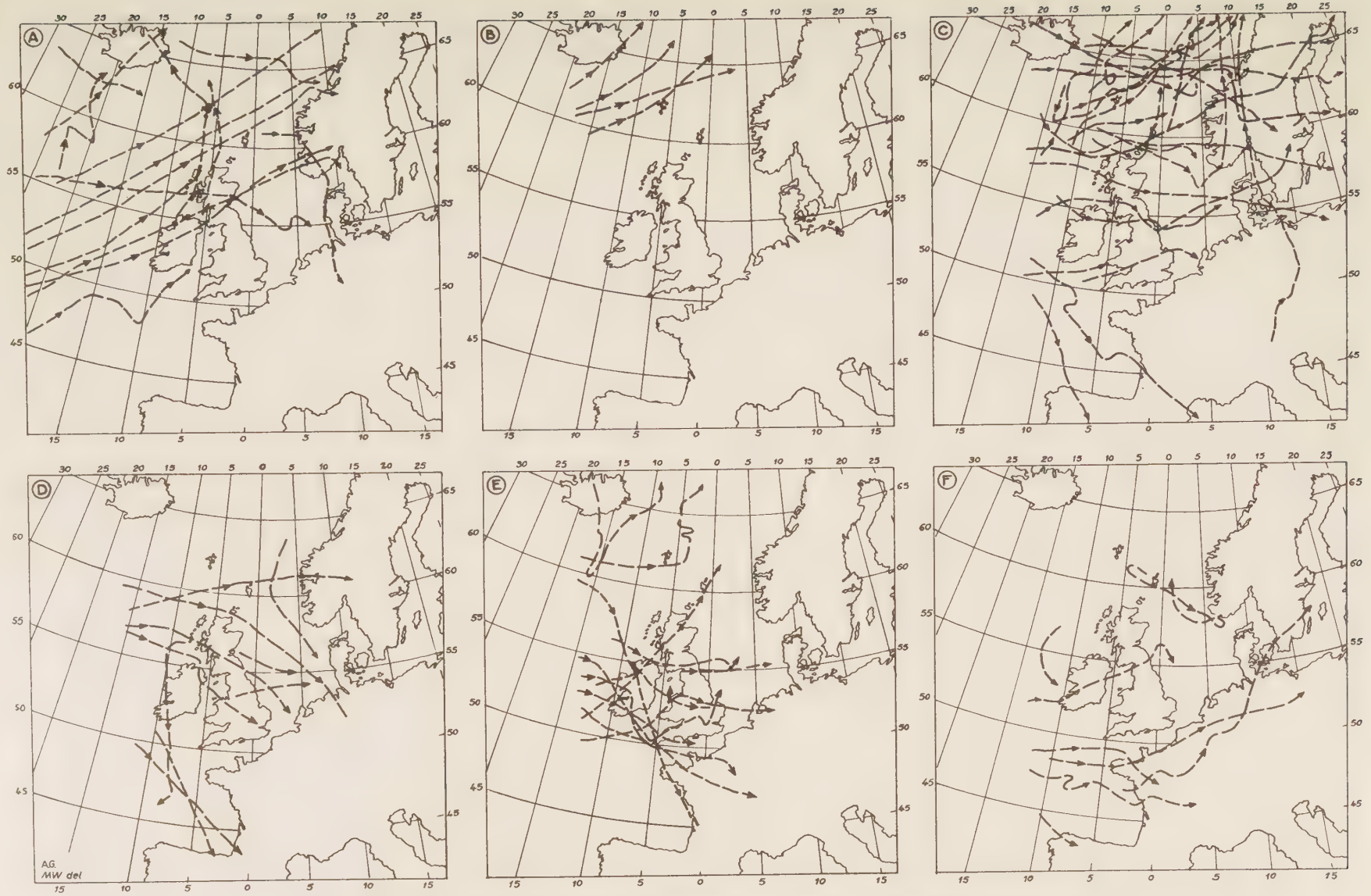


FIG. 3. — *Quelques exemples caractéristiques de périodes mensuelles dépressionnaires en Ecosse du Nord* (D'après les Weather Charts du « Monthly Weather Report » of the Meteorological Office). Les lignes tiretées correspondent aux trajectoires des perturbations et suivent le centre des dépressions. A : Janvier 1957, mois très doux et très humide; B : Mars 1945, mois très doux, humide seulement dans les Highlands de l'Ouest, ailleurs sec; C : Septembre et Octobre 1948, période extrêmement pluvieuse où 16 perturbations sur 24 passent au N de l'Ecosse; D : Janvier 1952, mois neigeux et froid; E : Février 1954, mois neigeux avec de nombreux jours de gel-dégel; F : Février 1947, mois extrêmement neigeux.

comme en décembre 1949 où Onich reçut 75 mm en une seule journée. En hiver, une telle situation s'accompagne d'une température particulièrement douce qui réduit beaucoup l'enneigement malgré la possibilité de chutes de neige de redoux en altitude. Janvier 1957, par exemple, est un mois typiquement doux et humide *(fig. 3 A)*. Le lit des perturbations est remarquablement stable; le coefficient pluviométrique est de 147 % et des totaux de 500 mm s'observent dans les montagnes élevées de l'Ecosse de l'Ouest. Les valeurs de l'enneigement sont très faibles pour la saison, puisqu'elles ne dépassent pas au maximum deux jours en plaine, à l'Ouest.

Un troisième cas également très caractéristique des situations perturbées, se produit quand le lit des perturbations est encore plus au Nord et au Nord-Ouest : seule la frange méridionale des dépressions affecte l'Ecosse. L'Angleterre est presque toujours à l'écart du système perturbé et connaît la sècheresse, comme en mai 1956 ou en février 1959. Il n'est pas rare alors que le Nord-Ouest de l'Ecosse soit la seule région britannique à recevoir des précipitations tandis que le reste du pays demeure sous l'influence des hautes pressions (novembre 1956, par ex.). C'est dans ce type, beaucoup plus que dans les deux autres analysés précédemment, que s'observe bien le contraste entre une côte occidentale très arrosée et une côte orientale nettement plus sèche, à condition toutefois que les trajectoires ne s'éloignent pas trop de la direction W-E ou WSW-ENE. Mars 1945 est un bon exemple *(fig. 3 B)*. Un anticyclone règne sur la Grande-Bretagne, mais l'Ecosse échappe à son influence et subit le passage des fronts chauds de vigoureuses dépressions circulant au Nord. La température y est anormalement élevée pour la saison. Alors que les Highlands de l'Ouest reçoivent jusqu'à 500 mm de pluie, le reste du pays est pratiquement sec.

Tous ces systèmes dépressionnaires sont surtout fréquents et bien marqués pendant la saison froide (automne et hiver), ce qui explique en grande partie les caractéristiques des régimes pluviométriques. En été, ils sont plus rares et moins continus, mais ne sont toutefois pas exclus et peuvent gâcher une période d'un mois ou davantage (exemple juillet 1959). Les pluies de longue durée les plus intenses sont même souvent associées à des perturbations quasi stationnaires d'été, car la capacité hygrométrique de l'air est alors très élevée.

b. Les types de temps à neige

A partir de la deuxième moitié de l'hiver et au printemps, la neige prend une grande importance dans le temps écossais. Plusieurs masses d'air peuvent intervenir : air polaire direct, air arctique maritime ou air polaire continental modifié sur la Mer du Nord. Elles ont en commun leur origine septentrionale (de Nord-Ouest à Nord-Est) et le cheminement sur une distance relativement faible.

Quand l'air arctique maritime arrive du bassin polaire et plus particulièrement de la région comprise entre le Sud du Spitzberg et l'archipel des Färö, il ne doit parcourir qu'un trajet horizontal de 1 000 et 1 500 km pour atteindre l'Ecosse et cet afflux rapide se fait sans modification importante des caractères de la masse d'air froid. C'est, comme le remarque Manley, la raison essentielle pour laquelle l'Ecosse du Nord est plus neigeuse que le reste de la Grande-Bretagne. En février 1955 et mars 1958, d'importantes chutes de neige sont à rapporter à ce type. Elles sont liées à des vents de secteur nord-est et par conséquent affectent bien plus les régions bordières de la Mer du Nord que les côtes occidentales. La situation météorologique la plus classique comporte une dépression centrée sur la Mer du Nord qui provoque sur sa face ouest l'invasion d'air arctique (exemple : février 1947, *fig. 3 F)*.

Mais non moins fréquent est le type neigeux durant lequel une dépression suit une trajectoire NW-SE suffisamment méridionale pour que son front froid affecte l'Ecosse *(fig. 3, D E et F)*. Dans ce cas, c'est le flux classique d'air polaire direct à l'arrière de chaque perturbation qui apporte la neige dans un vent de secteur nord-nord-est. Il y a une corrélation assez remarquable entre la position sud des trajectoires et les chutes de neige. En février 1954, neuf dépressions sur treize en Europe occidentale passent au S de l'Ecosse, les précipitations neigeuses sont fréquentes mais de nombreuses alternances de gel-dégel réduisent la durée d'enneigement. En janvier 1952, presque toutes les perturbations cheminent du Nord-Ouest au Sud-Est *(fig. 3 D)*, les jours de neige dépassent quinze dans le N de l'Ecosse et atteignent vingt dans la partie est.

Au total, il peut sembler normal d'admettre qu'à l'inverse de ce qui se passe pour les pluies, la dissymétrie joue pour la neige en faveur du côté est de l'Ecosse. C'est certainement vrai dans les plaines, comme nous le verrons plus loin, en étudiant la répartition des chutes de neige. Mais dans les montagnes les neiges de redoux par vent de secteur ouest jouent un rôle non négligeable, ce qui réduit sensiblement l'avantage des Highlands de l'Est.

c. Les types de temps anticycloniques

La large prédominance des types de temps perturbés laisse peu de place aux situations anticycloniques, surtout en hiver. Du point de vue morphologique, l'intérêt des anticyclones réside essentiellement dans les écarts thermiques importants qui les accompagnent.

En hiver, un anticyclone peut s'installer sur le Nord de la Grande-Bretagne, mais il est rarement durable et la masse d'air qui le compose a souvent tendance à dégénérer. Les vents sont de secteur est ou sud-est et les froids les plus vifs se localisent à l'E de l'Ecosse. Une telle situation est réalisée du 14 au 24 mars 1958 et la carte des températures du mois s'en trouve profondément modifiée. Mais il est significatif que durant ce mois les plus basses températures se placent *avant* l'établissement des hautes pressions, à un moment où une dépression centrée sur la Mer du Nord provoque une puissante advection d'air froid sur son flanc ouest. Comme dans le reste de l'Europe occidentale, les périodes les plus froides n'accompagnent pas forcément le stationnement des anticyclones. Aussi en Ecosse, les températures basses ont-elles peut-être une fréquence un peu moins faible que celle à laquelle on pouvait s'attendre dans un climat réputé « océanique », au moins du côté oriental.

En été, par contre, les temps les plus chauds sont nettement liés aux situations anticycloniques.

L'été 1955, pendant lequel s'observent des hautes pressions durables et stables, est très caractéristique à cet égard pour l'Ecosse du Nord. Le thermomètre monte parfois jusqu'à 30° C, c'est-à-dire presqu'autant qu'en Angleterre. Pourtant des gels nocturnes au sol sont signalés, même en plaine. Les écarts diurnes sont donc très marqués.

En août 1947, le temps est exceptionnellement sec et beau; il tombe moins de 10 mm dans tout le Nord de l'Ecosse et le coefficient pluviométrique s'abaisse à 4 % (moyenne 1881-1915). Les températures maximales obtenues sont de l'ordre de 29° pour les régions éloignées des côtes. Le maximum coïncide d'ailleurs avec un décalage de l'anticyclone nord-atlantique vers la Scandinavie, ce qui provoque une arrivée d'air chaud du Sud-Est.

Il faut donc tenir compte de l'existence de quelques périodes de chaleur, même si ces hautes températures n'apparaissent pas dans les moyennes. Pendant des étés de ce genre, l'insolation qui s'étale sur 18 à 20 heures en raison de la latitude, peut rester forte pendant huit à dix heures, surtout en montagne.

Comme souvent ces séquences de beau temps sont suivies par des mois très pluvieux — c'est le cas en 1955 et en 1947 —, il n'est pas interdit de penser que le ravinement trouve alors des conditions d'autant plus favorables qu'elles suivent une période de dessication plus poussée du sol (les tourbières étaient en 1955 desséchées sur plus d'un mètre par endroits).

2. — LES CARACTÈRES DU CLIMAT ÉCOSSAIS DU NORD

Parmi les éléments qui composent le climat de l'Ecosse du Nord, il faut retenir ici ceux qui directement ou indirectement intéressent la géomorphologie. Vent, précipitations et gel sont surtout à considérer, bien que leur importance respective dans les processus actuels soit fort inégale.

a. Le vent

Comme l'a souligné A. Guilcher, il y a quelques années [191], la force du vent est une des caractéristiques essentielles du climat océanique tempéré qui comporte par ailleurs peu d'éléments violents. L'Ecosse, réputée à juste titre pour la brutalité et la fréquence de ses tempêtes, illustre très bien cette règle qui s'applique tout particulièrement à deux domaines morphologiques : le littoral et les sommets des plus hautes collines et des montagnes.

En ce qui concerne *les régions côtières,* une nette dissymétrie oppose en Ecosse, plus que dans n'importe quelle autre région de Grande-Bretagne, les côtes de l'Atlantique à celles de la Mer du Nord. Avec la prédominance des vents de secteur ouest, les premières sont bien plus venteuses que les secondes. L'archipel des Hébrides Externes offre à cet égard une situation assez remarquable en Grande-Bretagne, moins par la vitesse moyenne du vent (29 km/h dans la période 1926-1940) — notion d'ailleurs abstraite — que par la fréquence annuelle moyenne des tempêtes. Pendant plus de 30 jours par an (période 1918-1937), le vent dépasse 63 km/h aux Hébrides Externes, ainsi que dans le Nord-Ouest de Skye, au Cap Wrath et à Tiree. Pratiquement, toutes les côtes de l'Ouest et du Nord, de Mull à Duncansby Head et aux Orcades occidentales, connaissent une fréquence annuelle moyenne supérieure à 20 [A. Guilcher, 191]. En serrant de plus près la réalité, il peut être intéressant de rechercher la fréquence des valeurs exceptionnelles. H. C. Shellard [398] remarque d'ailleurs qu'il est préférable de calculer la probabilité de telle valeur pour telle période, plutôt que de se fonder sur les plus forts coups de vent observés, car dans ce dernier cas les résultats dépendent de la durée d'observation. Les calculs aboutissent à des nombres pleins d'intérêt qui peuvent être cartographiés. Le Nord-Ouest de l'Ecosse, de Tiree aux Orcades, apparaît comme une des régions les plus tempétueuses de Grande-Bretagne, et en particulier les Hébrides Externes. Le tableau donné par Shellard pour Stornoway est assez significatif :

Stornoway Vitesse moyenne horaire maximale (convertie en km / h)	Maximum moyen annuel (1937-1954)	Vitesses dépassées une fois en :			
		10 ans	20 ans	50 ans	100 ans
	91	108	114	124	130
Vitesse maximale des rafales (convertie en km/h)	138	165	177	191	202

Il importe d'ajouter, comme nous le verrons au Ben Nevis, que les vents les plus forts, liés au passage de profondes et vigoureuses perturbations, sont bien plus souvent observés pendant la saison froide et en particulier de novembre à février (voir par exemple les valeurs mensuelles de Lerwick, aux Shetlands, signalées par A. Guilcher [191].

Or, pendant cette période d'automne et d'hiver, la masse d'air polaire maritime gouverne le temps et les directions comprises entre l'Ouest et le Sud dominent très largement. A Tiree, par exemple, les vents de secteur ouest, sud-ouest et sud sont à la fois les plus violents et les plus fréquents de septembre à février inclus. Quand le 14 janvier 1952, un véritable ouragan se déchaîna sur les Orcades avec des rafales dépassant 190 et même 200 km/h, de toutes les îles de l'archipel, celle qui souffrit le plus fut Stronsay [R. G. Ross, 384]. Placée au NE de l'île montagneuse de Hoy, elle subit les remous violents du vent du Sud-Ouest contournant cet obstacle. Au printemps, d'avril à juin, les invasions d'air polaire direct ou d'air arctique se traduisent par un changement de la direction principale qui passe au secteur nord. Mais les vents sont nettement plus faibles et leur force diminue encore en été. En définitive, sur les côtes ouest de l'Ecosse septentrionale, les vents les plus *efficaces* du point de vue de l'évolution morphologique du littoral se situent entre les directions ouest et sud.

Les montagnes constituent un deuxième domaine géographique où se manifeste l'action répétée des vents forts. Les observations faites au Ben Nevis à 1 341 m d'altitude sont d'autant plus précieuses que les données concernant les climats de montagne sont rares. Signalons tout de suite que les valeurs recueillies au Ben Nevis ne sont applicables qu'à des montagnes bien exposées comme celles des Highlands de l'Ouest. En direction de l'Est, les vents forts doivent être logiquement plus rares, à altitude égale. Les chiffres publiés par A. Rankin [357] montrent que pour une période de treize ans (1884 à 1896 inclus), la moyenne annuelle des vents supérieurs à 80 km/h est de 262 heures, soit environ onze jours complets, ce qui est considérable. En avril 1891, l'observatoire signale cinq jours consécutifs avec par moments des vents de vitesse supérieure à 180 km/h; pendant deux jours de suite, certains coups de vent dépassent 200 km/h. Mais la distribution est très inégale dans l'année. En utilisant les moyennes mensuelles, on peut tracer une courbe qui offre deux maxima d'hiver très nets (*fig. 4*). Si la prédominance de la saison froide est écrasante (octobre-avril : 85 %), les vents violents

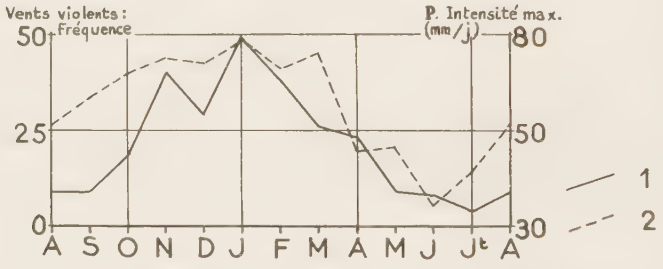


Fig. 4. — *Ben Nevis.*
1 : *Fréquence des vents de vitesse supérieure à* 80 *km/h* (moy. 1884-1895). Courbe établie d'après les chiffres publiés par Rankin; 2 : *Moyenne des maxima journaliers de précipitations dans le mois* (Moy. 1888-1904).

peuvent exister en toute saison. Il est intéressant, par ailleurs, de calculer les moyennes mensuelles des maxima journaliers de précipitations. On obtient alors un graphique qui se superpose assez bien au précédent (*fig. 4*). Corrélation facile à expliquer, puisque les vents forts sont liés au passage de dépressions très creusées qui apportent avec elles des pluies de forte intensité. Toutefois, à la différence des régions côtières, la prédominance des directions comprises entre le Sud et l'Ouest est loin d'être aussi affirmée. Il est même remarquable que dans les relevés journaliers, les vitesses absolues les plus élevées accompagnent assez souvent des vents de direction est à sud-est (exemple : novembre 1890, avril 1891, janvier 1895, etc.) ce qui n'est pas tout à fait en accord avec ce qu'affirme A. Rankin quand il note que la direction des vents forts est généralement comprise entre sud-ouest et sud-est. En tout cas, si l'on en croit R. T. Omond et A. Rankin, ce sont les vents du Nord qui, toute l'année, sauf en mai, dominent au Ben Nevis, sans doute en raison de l'afflux d'air polaire à ce niveau [326].

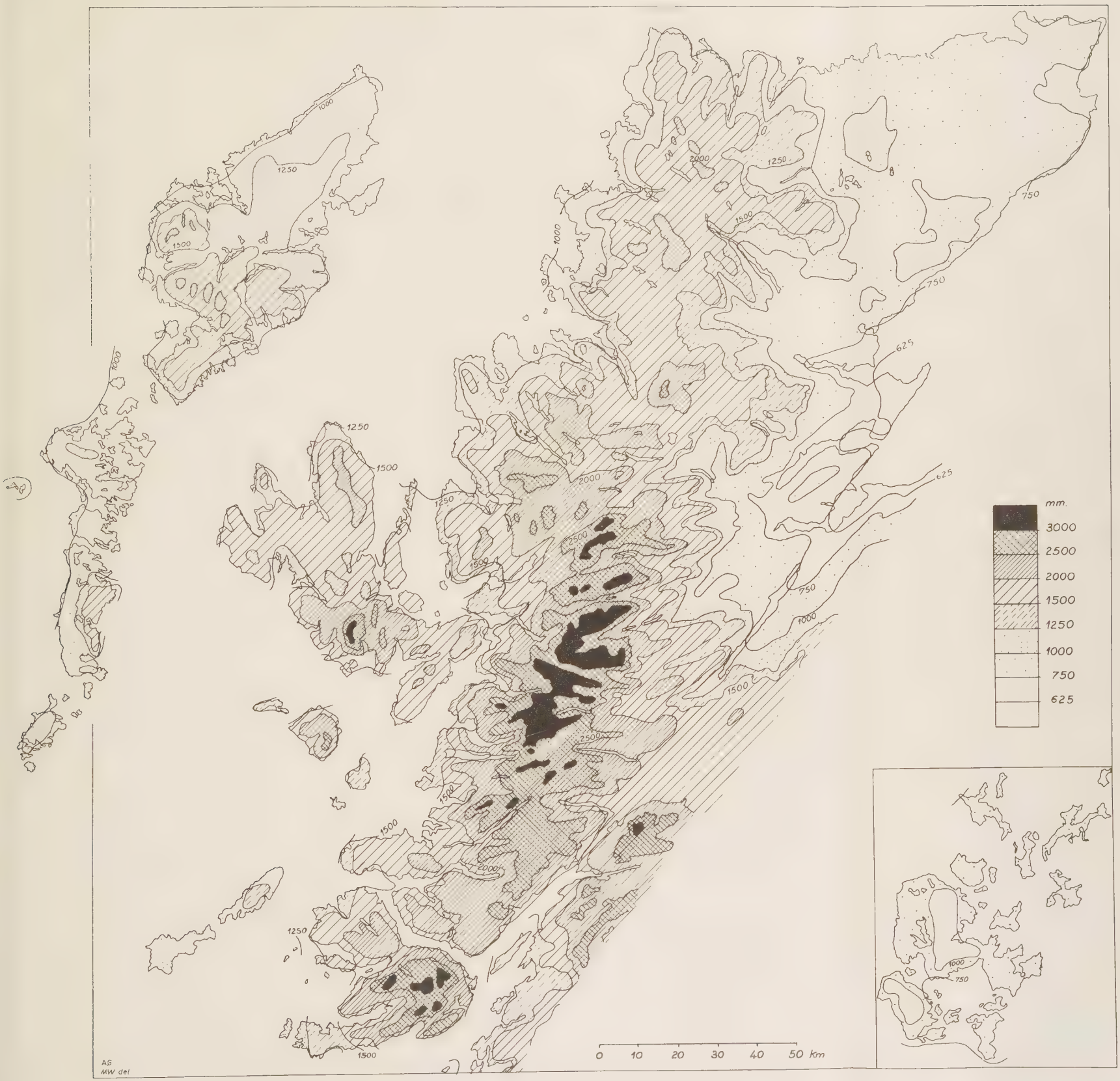


Fig. 5. — *Hauteur annuelle des précipitations dans le NW de l'Ecosse.*
(Moyenne 1881-1915). D'après la carte à 1/625 000 publiée par l'Ordnance Survey
à partir des données du Meteorological Office.

Fréquence des vents au Ben Nevis : moyenne de la période 1884-1889
(d'après R. T. Omond et A. Rankin [326])

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	calme ou variable
%	18,8	8,9	7,6	13,1	13	13,3	11,5	8,3	5,5

Ces vents du Nord sont-ils très efficaces ? Ce n'est pas sûr car pour la force, ils n'occupent pas la première place. Le problème du balayage de la neige des sommets par les vents sera discuté plus loin à propos du mécanisme de la suralimentation neigeuse. Mais dès maintenant, il faut signaler que la corrélation qu'on était en droit d'attendre entre la fréquence de l'orientation des cirques glaciaires et celle des directions vers lesquelles soufflent les vents, ne se vérifie pas.

L'étude statistique de R. T. Omond et A. Rankin est-elle fondée sur une période trop courte pour donner des résultats valables ? Les vents de secteur sud à ouest accompagnant les chutes de neige de redoux ont-ils un rôle prépondérant ? Faut-il tenir compte avant tout des vents les plus forts ? Pour les deux dernières questions au moins, une réponse affirmative n'est pas à exclure.

b. Les précipitations

De tous les éléments climatiques, c'est probablement le plus important pour comprendre l'évolution passée et présente des formes du relief.

Le dessin des isohyètes sur les cartes du *total moyen annuel* des précipitations (*fig.* 5) reflète avant tout, comme le remarque Manley [305], l'influence du flux perturbé d'Ouest, avec vents humides de secteur sud-ouest. C'est au cours des mois pluvieux où domine largement ce type dépressionnaire d'Ouest, que la carte des pluies ressemble le plus à celle de la hauteur moyenne annuelle. Les contrastes sont simplement un peu plus accusés.

La région la plus arrosée (totaux supérieurs à 2 500 mm) est nettement localisée au SW du triangle que dessine l'Ecosse septentrionale. Elle correspond à une série de montagnes très exposées qui forment une bande orientée SSW-NNE, depuis l'île de Mull jusqu'à la latitude d'Inverness-Applecross. Même en juin, quand les autres régions sont d'ordinaire sèches, cette zone reste humide. Les hauteurs moyennes annuelles doivent y atteindre 5 000 mm en certains endroits comme au N du Loch Quoich, d'après le « Climatological Atlas » [311]. C'est aussi l'avis de Manley. Une telle tranche d'eau ne peut s'expliquer que par un concours assez exceptionnel de circonstances. Il est certain que la décroissance générale de l'importance du relief vers le Nord et l'Est se traduit dans la pluviosité. Mais le relief n'explique pas tout, car même si nous avons en Inverness-shire au N du Grand Glen des montagnes, dont l'altitude est de l'ordre de 1 000 m ou plus en bordure de la mer, certains sommets du Ross-shire d'altitude analogue et aussi proches de la côte, ne reçoivent qu'un total inférieur de moitié. L'exposition aux vents tièdes et très humides du Sud-Ouest joue donc un rôle primordial et explique la dissymétrie fondamentale de la répartition des pluies qui s'observe en Ecosse du Nord. A altitude égale, les sommets situés au Nord et au Nord-Est sont nettement moins arrosés. Toutefois l'exposition n'est pas seule à expliquer cette différence; une autre raison intervient également, l'organisation du relief. Au Sud-Ouest, la topographie est faite de grands couloirs séparés par des montagnes relativement continues et soudées les unes aux autres. Aussi les phénomènes de convergence de l'air sont-ils énergiques et conduisent à de puissantes ascendances forcées accompagnées d'abats considérables. Les grands versants concaves constituent d'ailleurs une condition favorable. Au contraire dans les îles même élevées, comme Skye et surtout dans les montagnes isolées de la région nord, les obstacles à l'écoulement de l'air sont nettement plus restreints.

Au total, trois facteurs se conjuguent pour agir à peu près dans le même sens et aboutir à une diminution des pluies vers le Nord-Est : l'altitude, le taux d'humidité et la vitesse d'ascendance.

Les valeurs relativement faibles observées sur les bordures de la Mer du Nord et en particulier au fond du Moray Firth — moins de 750 mm et parfois moins de 625 mm —, s'expliquent dès lors facilement. Dans cette région, elles résultent de l'effet conjugué du phénomène d'abri et de mouvements de divergence d'origine orographique affectant un air qui s'éloigne de son point de saturation. Il n'est pas interdit de penser qu'un mécanisme du genre föhn puisse intervenir de temps en temps. C'est du moins ce qu'affirme E. N. Lawrence qui analyse par exemple la situation du 15 au 18 février 1945 marquée par un flux d'Ouest très doux et humide. Alors que les pluies sont très importantes du côté sud-ouest, elles s'annulent vers le Moray Firth où des températures-records sont observées (max. $> 16^{o}$ C). L'effet de föhn ne serait même pas rare en hiver à cause de la fréquence des vents tièdes de secteur sud-ouest [262]. Il est vrai que le föhn était déjà signalé dès la fin du siècle dernier en Ecosse et Mossman en a fait un peu plus tard une analyse minutieuse en comparant Fort-William et le Glen Nevis situé à l'abri et au NE des montagnes de Mamore Forest. Par temps pluvieux, avec

vent du Sud-Ouest, la tête du Glen Nevis dont l'altitude est supérieure à celle de Fort-William, est en fait beaucoup moins arrosée. Mais c'est plus un phénomène d'abri local qu'un véritable föhn. Ce dernier s'observe par temps anticyclonique et peut se prolonger pendant quatre jours avec des différences de plus de 6° C sur une distance horizontale de quelques kilomètres [318].

Si les totaux pluviométriques s'échelonnent, entre les montagnes du Sud-Ouest et la Mer du Nord, de 5 000 mm et davantage à moins de 625 mm, c'est-à-dire avec des différences d'au moins 1 à 8 et peut-être 1 à 9, il est logique de penser que le ruissellement dispose d'apports en eau très inégaux. Comme, de plus, la valeur des pentes varie beaucoup et en gros dans le même sens que la pluviosité, les écarts risquent d'être considérables, d'autant que le régime des précipitations intervient par surcroît.

Trois *types de régimes* sont à distinguer pour les précipitations en Ecosse du Nord-Ouest (*fig. 6* et *7*) :

1) Les régions très arrosées sont d'autant plus favorables au ruissellement qu'elles appartiennent à des montagnes où la fonte de la neige peut intervenir et qu'elles ont leur maximum principal de précipitations nettement axé sur l'hiver (janvier généralement), le maximum secondaire étant en octobre. Il y a bien un minimum principal assez accusé en mai, mais le total de ce mois n'en fait pas une période de sécheresse, car il dépasse largement 100 mm en moyenne. A aucun moment de l'année, il ne peut y avoir de déficit d'évaporation bien important et la courbe des températures moyennes ou même maximales reste largement en dessous de la courbe ombrique (*fig. 7 B*). Ce type est bien figuré par deux graphiques dont on peut remarquer l'étroite similitude, malgré une distance de 55 km séparant les deux stations : le Loch Quoich, une des vallées les plus arrosées de Grande-Bretagne et Kingairloch près du Morvern (*fig. 6*). A l'intérieur de cette zone, les différences d'altitude n'affectent pas de manière sensible le régime pluviométrique. Ainsi, malgré des écarts à la normale plus accentués en plaine, les deux courbes de Fort-William et du Ben Nevis restent étroitement solidaires (*fig. 8*).

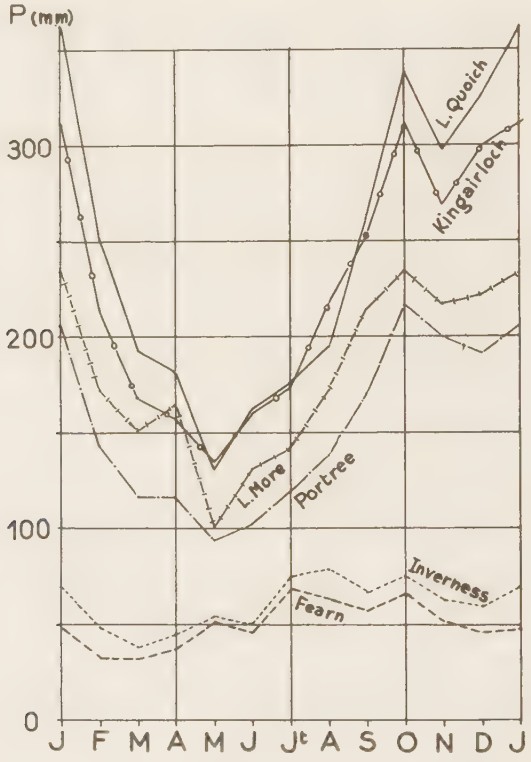


Fig. 6. — *Régimes des précipitations dans quelques stations du Nord de l'Ecosse.* (moy. 1916-1950).

2) Les régions relativement sèches du Moray Firth et des côtes de la Mer du Nord ont non seulement un total beaucoup moins élevé mais encore une répartition saisonnière différente, puisqu'une fraction importante des pluies tombe en été, saison durant laquelle peut se placer le maximum principal. Octobre conserve le maximum secondaire. Quant au minimum, il est plus précoce et se situe en mars au lieu de mai. Le contraste avec le régime précédent apparaît bien si l'on calcule les coefficients pluviométriques mensuels (*fig. 9*). Dans le premier cas, la répartition est axée sur l'hiver et l'automne; dans le second, sur l'été et l'automne. Si théoriquement il n'y a pas de déficit de saturation en moyenne, c'est de justesse, car la courbe thermique touche en

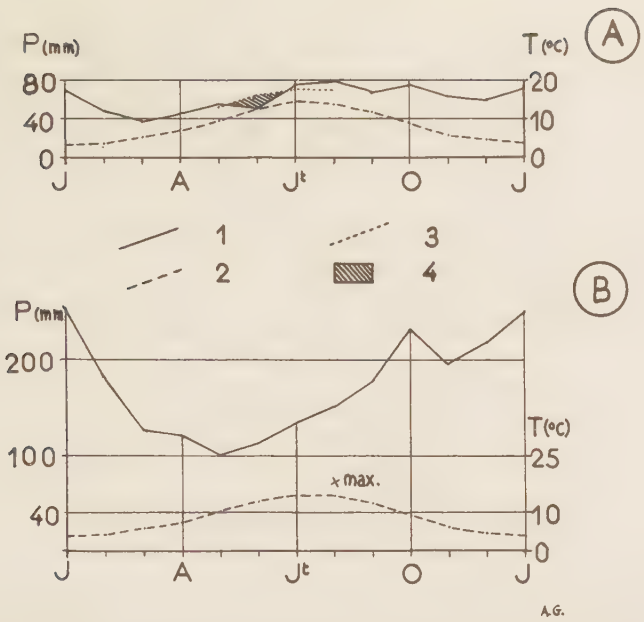


Fig. 7. — *Courbes ombrothermiques d'Inverness (A) et de Fort-William (B).*
1 : précipitations; 2 : température moyenne; 3 : température max.; 4 : déficit possible de saturation.
(Moy. 1916-1950) pour P et 1926-1950 pour T à Inverness, 1932-1950 pour T à Fort-William.)

juin la courbe des pluies. A en croire les données de Wadsworth, le total de l'évaporation annuelle doit être dans le NW de l'Ecosse de l'ordre de 350 mm à 400 mm, ce qui ici — contrairement à ce qu'on observe dans les autres secteurs —, n'est pas tellement inférieur à la hauteur des précipitations. En prenant pour base la formule $E = T \times 4$ (E représentant l'évapotranspiration, T la température), on obtient une évapotranspiration annuelle de 400 mm à Inverness, c'est-à-dire une valeur voisine de celle calculée par Wadsworth. H. L. Penman, de son côté, a montré que les valeurs théoriques d'évaporation calculées à partir des données météorologiques (ensoleillement, température, hygrométrie, vitesse du vent) étaient dans les Iles Britanniques tout à fait comparables à celles qu'on obtient en faisant la différence entre la tranche d'eau des précipitations et la tranche d'eau écoulée [343]. Pour le Nord de l'Ecosse, les totaux annuels sont précisément de l'ordre de 355 à 380 mm. La courbe des maxima thermiques de la figure 7 A montre que dans la réalité un déficit reste possible durant une courte saison au début de l'été. De toute manière, la part cédée au ruissellement doit être assez modeste dans ce régime qui est présent aux deux stations d'Inverness et de Fearn distantes de 45 km. La parenté des courbes est évidente (*fig. 6*).

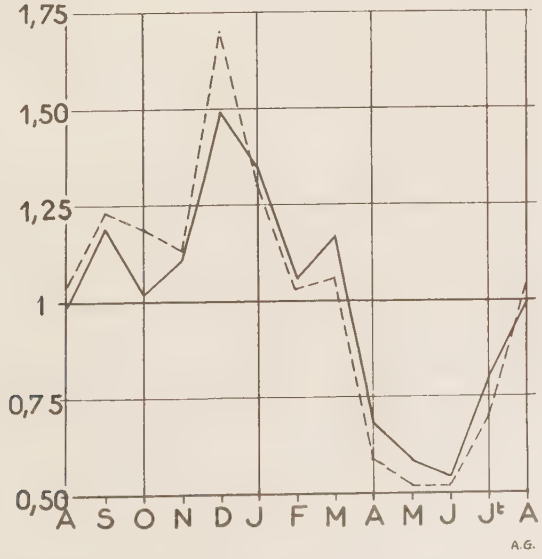


Fig. 8. — *Coefficients pluviométriques mensuels au Ben Nevis et à Fort-William.*
(moy. 1891-1903).
1 : Ben Nevis; 2 : Fort-William.

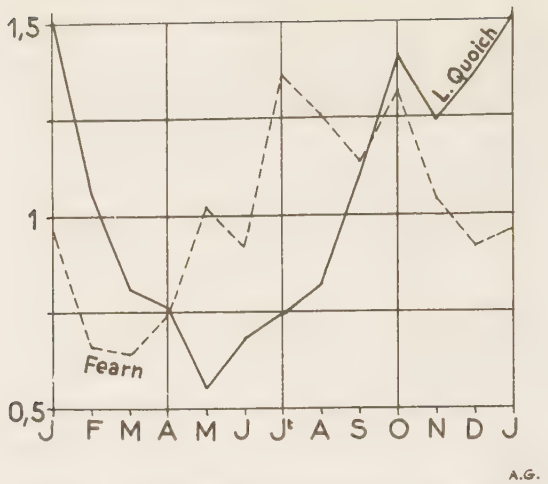


Fig. 9. — *Coefficients pluviométriques mensuels :* Loch Quoich et Fearn (moy. 1916-1950).

3) Un troisième type, intermédiaire entre les deux précédents, est largement représenté dans les régions de l'Ouest et du Nord-Ouest, insulaires ou non. Portree (Skye) et le Loch More peuvent être pris comme exemples. Malgré un éloignement de 125 km des deux stations, les courbes se superposent très bien. On retrouve, avec des totaux compris entre 1 500 et 2 000 mm, une nette prédominance de la saison froide, mais c'est en automne (octobre) que se situe le maximum principal. Si le minimum de mai reste accusé comme dans le premier type, les écarts saisonniers sont bien moins prononcés.

Somme toute, à l'exception des régions qui correspondent au second type, et pendant quelques semaines seulement, le déficit dû à l'évaporation n'est pas en moyenne à craindre en Ecosse du Nord et d'ordinaire le total des précipitations excède de beaucoup la hauteur d'eau évaporée. Des périodes de sécheresse ne sont pas exclues en été, mais elles sont rares. J. Glasspoole qui définit la « sécheresse absolue » comme une durée d'au moins 15 jours consécutifs sans pluie, arrive à une fréquence moyenne d'une tous les dix ans en Ecosse du Nord-Ouest. Jamais, de 1906 à 1940, ces périodes ne se sont répétées deux fois pendant le même été, ce qui empêche tout effet cumulatif. Le plus grand nombre de jours consécutifs sans pluie ne semble guère dépasser vingt [167].

Une donnée qui présenterait beaucoup d'intérêt pour l'appréciation du ruissellement serait l'*intensité des précipitations*. Malheureusement, nous devons nous contenter d'observations non seulement rares, mais faites sans tenir compte de la notion concrète d'averses. Les tranches très importantes d'eau que reçoit l'W de l'Ecosse correspondent à un nombre de jours de précipitations assez élevé, compris généralement pour les stations de plaine entre 225 et 250 et supérieur à 250 pour les montagnes. Pendant la période 1931-1940, la durée moyenne annuelle de la pluie à l'Ouest est le plus souvent supérieure à 1 000 heures en plaine et 1 500 heures dans toute la zone montagneuse qui va du Ben Nevis au Loch Eriboll. Aussi l'intensité moyenne est-elle médiocre. Mais cette notion est trop abstraite pour avoir une signification. En prenant certains mois pluvieux de saison froide, on arrive déjà à une meilleure approximation : ainsi dans la vallée du Glen Quoich, le total *moyen* de décembre, 380 mm, se répartit sur 25 jours, ce qui donne une intensité *moyenne* assez considérable de 15 mm par jour. On peut également avoir recours aux intensités classées par fréquence pour quelques stations. A Stornoway par exemple, nous disposons des renseignements publiés chaque année par le « Meteorological Office », ce qui permet le calcul pour les quatorze dernières années (tableau I). Avec une cumulation rétrograde des résultats et à condition de choisir une échelle logarithmique pour les pourcentages, on obtient des points qui s'alignent remarquablement bien sur une droite. Autrement dit, à une croissance arithmétique de l'intensité des précipitations correspond une décroissance géométrique du nombre de jours (variation inverse semi-logarithmique : *fig. 10*). Les intensités journalières supérieures à 15 mm ne représentent que 3,7 % des jours pluvieux et celles de plus de 25 mm, 0,5 % seulement. C'est dire la médiocrité des intensités dans les régions moyennement arrosées. Il ne faut pourtant pas se hâter de généraliser, car dans les régions plus arrosées, l'intensité doit être supérieure comme en témoignent les chiffres calculés pour Fort-William pendant une période malheureusement un peu courte. Bien qu'il s'agisse toujours d'une station de plaine, la droite de la figure 10 a une pente nettement plus faible que celle de Stornoway. Les intensités supérieures à 15 mm représentent, cette fois, 18 % des cas et celles de plus de 25 mm 6,5 % des cas, c'est-à-dire 15 jours par an en moyenne. En montagne, les intensités doivent être probablement encore supérieures en raison de la vitesse plus grande d'ascendance de l'air. Ainsi au Ben Nevis, pendant une période de 17 ans (1888-1904), (tableau I) il y a eu vingt journées qui ont connu des précipitations supérieures à 100 mm, ce qui n'est pas si mal. Le fait s'est même produit cinq fois

pendant l'année 1898. En janvier 1900, le Ben Nevis a même reçu en un seul jour 173 mm (1). Comme les données de l'observatoire sont horaires, on peut même calculer l'intensité maximale réelle par heure. Elle dépasse 20 mm/h trois fois pendant la période et atteint 25 mm/h en 1899 et 24 mm/h en 1902 durant une journée où 47 mm sont tombés pendant deux heures consécutives. Sans atteindre les valeurs observées dans les montagnes méditerranéennes, les intensités de précipitations de la zone montagneuse de l'Ouest n'en restent pas moins fort honorables.

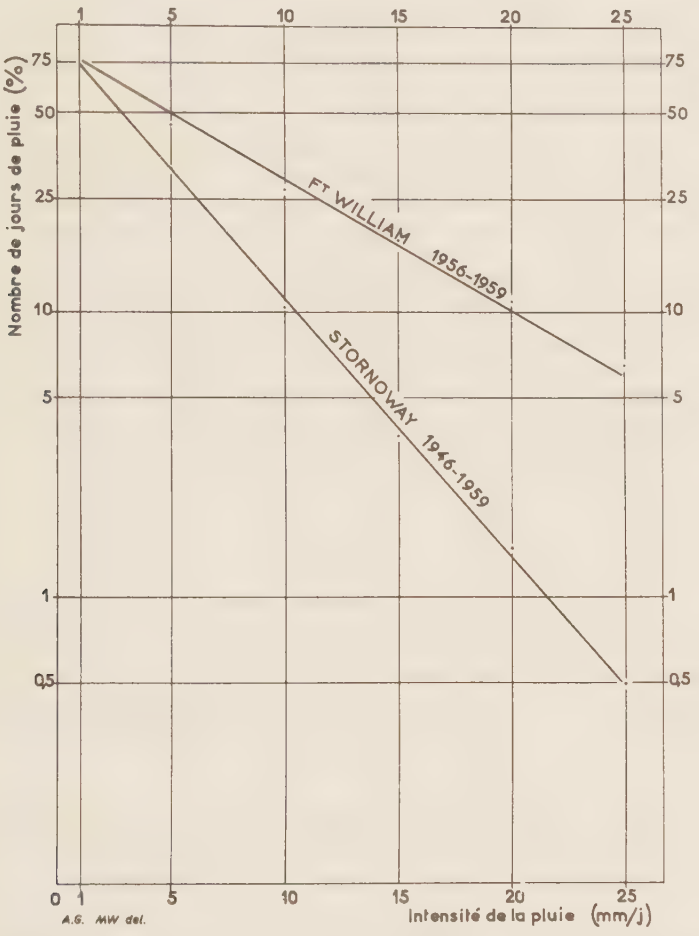


Fig. 10. — *Fréquence cumulée des intensités de précipitations à Stornoway et à Fort-William.*
Echelles semi-logarithmiques.

Comme la part prélevée par évaporation est sans doute assez limitée (350 à 400 mm environ pour le total annuel) et l'infiltration réduite sur des pentes fortes constituées en majeure partie de roches imperméables, les coefficients d'écoulement doivent être considérables. Il y a bien sûr l'éponge des épaisses tourbières qui peut absorber une partie des pluies, mais cette « rétention biologique » a une capacité en général faible, puisqu'avec des précipitations aussi abondantes et constantes, la tourbe reste le plus souvent imbibée sinon saturée. Même après une période de sécheresse, elle garde la moitié de son eau au moins, son point de flétrissement étant de l'ordre de 50 %. A plusieurs reprises, il m'a été donné d'observer qu'après des pluies importantes d'été, l'eau n'était guère retenue par la tourbe et était restituée dans les vingt-quatre heures qui suivaient. En montagne, bien entendu, le ruissellement se faisait encore moins attendre et les torrents se gonflaient au bout de quelques heures. Somme toute, même en tenant compte du déficit d'écoulement lié à l'évaporation sur les nombreux lacs, on doit avoir dans les montagnes occidentales des quotients d'écoulement fort élevés. M. Pardé était arrivé précisément à cette conclusion : il cite par exemple des valeurs de 0,90 pour la rivière Garry, 0,845 pour la rivière Moriston. Ces cours d'eau sont tous deux issus de la zone montagneuse très arrosée de l'Ouest de

(1) Ce chiffre est à rapprocher de ceux qui furent observés pendant la journée du 11 octobre 1916 : la carte pluviométrique dressée dans le «Climatological Atlas» montre des tranches d'eau supérieures à 200 mm sur les Highlands de l'Ouest [311].

l'Inverness-shire. Compte tenu de la faible superficie des bassins, les débits relatifs peuvent être énormes : sur une période de 15 ans, 72 l/sec./km² pour la rivière Garry (389 km²) par exemple, soit l'équivalent d'une tranche d'eau annuelle écoulée de 2 250 mm. On aboutit donc, selon M. Pardé, à des valeurs égales ou même supérieures à celles de l'Arve à Chamonix. La partie amont de la rivière Garry aurait même avec un débit relatif de 85 l/sec./km², une abondance inconnue dans les Alpes pour des superficies analogues (à l'exception de l'Isonzo, Frioul : 86 l/sec./km²). Pour un bassin de 128 km², l'émissaire du Loch Quoich a évacué de 1929 à 1944, au moins 88,7 l/sec./km² et peut-être plus de 90 litres ! M. Pardé estime même que quelques rivières de la retombée ouest des Highlands doivent débiter encore davantage [330 et 331]. Ces chiffres imposants ne font que confirmer l'avantage des franges océaniques montagneuses des zones tempérées en matière d'abondance spécifique.

Ajoutons pour terminer, qu'en raison des régimes pluviométriques à prédominance de saison froide, la plupart des crues ont lieu en automne ou en hiver. Elles ne sont pourtant pas exclues des mois d'été et peuvent intervenir après quatre ou cinq jours de tempête avec pluies quasi continuelles. Les intensités maximales de précipitations signalées plus haut aboutissent à des débits qui supportent la comparaison, d'après M. Pardé, avec les puissances des crues dans les Vosges, le Jura ou les Préalpes, malgré le nombre important de lacs qui atténuent les maxima. En décembre 1936 par exemple, la rivière Moriston, bien qu'ayant deux grands lacs dans son bassin amont, atteignit 1 200 l/sec./km². Quant à la rapidité des crues, elle n'est qu'un peu atténuée par la présence des lacs et de la tourbe et doit être du même ordre que celle qui est observée dans les Vosges et le Massif Central ou même vraisemblablement supérieure. Nous ignorons tout du rôle joué par la neige dans l'hydrologie, mais il semble qu'actuellement au moins il soit fort limité. En effet, les maxima des courbes hydrologiques sont d'ordinaire en janvier ou au plus tard en février, c'est-à-dire trop tôt pour qu'on puisse parler de régime pluvio-nival. La fonte des neiges compte probablement assez peu dans les crues, sauf peut-être dans certaines parties nettement localisées de quelques bassins-versants.

c. La neige

Si la neige n'a sans doute qu'une importance bien modeste dans l'évolution présente du relief, son étude n'en offre pas moins un intérêt tout particulier, car elle permet d'éclairer le problème complexe du façonnement du modelé au Quaternaire. Il y a en effet de fortes raisons de penser que, malgré une puissance accrue des coulées d'air froid en rapport avec un régime dépressionnaire circulant à plus basse latitude, la circulation atmosphérique pendant la période glaciaire n'était pas fondamentalement différente de ce qu'elle est aujourd'hui. Un abaissement de quelques degrés de la température devait être suffisant pour faire du climat pluvieux actuel un climat fort neigeux. Point n'est besoin d'imaginer des froids très vifs.

Actuellement, les *chutes de neige* en plaine sont généralement associées à des dépressions venues du Nord-Ouest ou du Nord et bien alimentées en air froid arctique ou polaire direct. Comme dans ce cas, les vents dominants sont de secteur est ou nord-est, il est normal que les régions bordières de la Mer du Nord soient plus neigeuses que les côtes du Minch (voir plus haut, p. 18). Ainsi D. L. Champion en comparant systématiquement des stations de l'Ouest et de l'Est de l'Ecosse : Stornoway et Wick, Barra et Aberdeen, Tiree et Arbroath... pour la période 1935-1947, a montré que les Hébrides connaissaient des chutes de neige et un enneigement bien moindres que les régions orientales [87]. On devrait donc avoir théoriquement un accroissement de la fréquence des jours de neige du Sud-Ouest vers le Nord-Est. C'est ce que montre par exemple la carte établie par G. Manley pour les régions d'altitude inférieure à 200 pieds. L'augmentation est d'ailleurs remarquablement élevée de Mull aux Shetlands et le Caithness ainsi que les Orcades se signalent par le nombre important de jours de chute de neige (plus de 30 ou 35). Mais en fait dès que l'on tient compte de l'altitude, les choses changent, car la température et l'humidité sont les facteurs essentiels qui gouvernent le nombre de jours de neige et tous deux montrent une étroite relation avec l'altitude. Manley estime qu'il existe un accroissement rapide de l'ordre d'un jour pour 50 pieds au-dessus de 200 pieds [299 et 300]. Il s'agit sans doute d'une approximation et Champion a montré que la relation n'était pas linéaire et que le nombre de jours de neige croissait de moins en moins vite avec une diminution de la température [86]. En utilisant néanmoins cette estimation commode, on peut très facilement calculer la fréquence des jours neigeux sur le relief. C'est finalement dans les montagnes les plus hautes — elles se trouvent au Sud-Ouest, rappelons-le —, que le total atteindra les plus grandes valeurs : pour 1 000 m par exemple, plus de 80 jours. Ce résultat est d'autant plus probable que dans les régions élevées, les neiges de redoux avec vent de secteur ouest prennent plus d'importance. Le maximum qui, à l'Est se place au printemps, passe d'ailleurs en hiver dans les régions occidentales. En somme, comme nous l'avions laissé prévoir, les hauteurs orientales sont peut-être un peu moins favorisées qu'on aurait pu le penser tout d'abord.

Certainement plus complexe est la question de l'*enneigement*, car ce phénomène dépend à la fois de l'importance des chutes de neige, des conditions météorologiques qui suivent (température et humidité) et de la

topographie. Mais la tenue et l'épaisseur de la neige au sol sont des notions essentielles en géomorphologie. Une carte de la répartition de l'enneigement, comme celle établie par Manley pour la période 1912-1938, montre clairement que sur les côtes ouest, la neige tient mal puisque la durée moyenne est inférieure à 5 jours [301]. Les rivages du Moray Firth ont une durée à peu près double. Vers l'intérieur et en altitude, l'augmentation est assez rapide : 25 jours à 100 m, 40 jours à 200 m. Par le calcul, on peut ainsi arriver pour les plus hauts sommets de l'Ecosse du Nord à des valeurs de l'ordre de 100 jours et davantage. Mais les résultats sont sans doute un peu inférieurs à ceux obtenus dans les Grampians, qui ont sur de grandes étendues, grâce à leur allure plus massive et leur position plus continentale, un couvert neigeux subsistant couramment plus de 100 jours. Donc, à altitude égale, les hauteurs les plus continentales et les plus orientales connaissent un enneigement plus durable et d'ailleurs plus stable d'une année à l'autre. En effet la tenue de la neige varie comme une fonction linéaire décroissante de la température [Champion, 86] (1), et les cartes d'isothermes d'hiver et de printemps établissent clairement l'existence de deux îlots froids sur les Grampians et sur les montagnes de la partie centrale au Nord. Ainsi le Ben Wyvis qui ne dépasse guère 1 000 m, doit à sa situation orientale de garder de la neige jusqu'en juillet. Mais d'autres facteurs interviennent pour nuancer ce schéma et en premier lieu la topographie. L'effet d'abri et le föhn peuvent réduire l'enneigement dans des proportions non négligeables : Tiree par exemple est une île beaucoup moins enneigée que Colonsay parce qu'elle est moins exposée aux vents du Nord-Est [Champion, 87]. Inversement dans les montagnes, l'abri peut au contraire permettre une meilleure conservation de la neige. G. Manley a insisté à plusieurs reprises sur ce point, en notant que le vent avait tendance à chasser la neige des sommets les plus exposés et à l'accumuler dans les parties supérieures des vallons abrités [300 et 301]. Aussi les valeurs observées sur les sommets venteux sont-elles inférieures à celles que laisse prévoir le calcul, alors que celles des têtes de vallées dépassent du tiers ou de la moitié les prévisions.

Nous avons jusqu'ici très peu de renseignements concernant l'épaisseur de la neige, mais il est à peu près certain qu'en montagne au moins, la neige est à la fois plus durable et plus épaisse en fin d'hiver et au printemps qu'au milieu de l'hiver; non seulement à cause de la fréquence des chutes de neige, mais aussi en raison de la température relativement basse qui règne en février et en mars alors qu'en décembre les incursions encore nombreuses des secteurs chauds des perturbations peuvent faire fondre la neige. De plus, il y a un processus cumulatif qui joue en faveur du printemps. Au sommet du Ben Nevis, c'est bien visible sur la courbe établie à partir des données publiées par l'observatoire *(fig. 11)* (2). On peut d'ailleurs noter que l'épaisseur moyenne ne dépasse guère au maximum 1,90 m dans la seconde quinzaine d'avril, ce qui est bien modeste au regard des valeurs observées dans les Alpes.

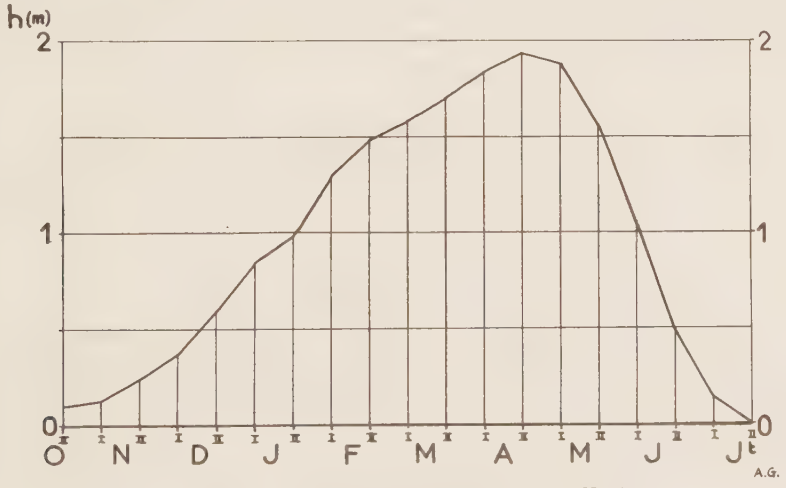


Fig. 11. — *Epaisseur de la neige au Ben Nevis.*
(Moy. 1883-1902).
Courbe établie à partir des valeurs publiées dans les Observations météorologiques du Ben Nevis, en pouces, par quinzaine.

Les neiges réellement persistantes n'existent plus en Ecosse actuellement, mais durant certains étés frais, des lits neigeux de faible étendue peuvent subsister sur les plus hauts sommets. Ceux du Ben Nevis sont les plus connus. On les croyait permanents, mais à partir de 1933, ils fondirent à la fin de certains étés chauds et humides qui succédaient à des hivers pauvres en neige, comme 1933, 1935, 1938 et 1945 [Manley, 302 et 305].

(1) L'étroite relation qui lie l'enneigement et la température a été clairement démontrée en Scandinavie et particulièrement en Norvège.
(2) Cette courbe montre une étroite parenté avec celles qu'a tracées en 1959 Schmacke pour les montagnes suédoises.

Cependant, après des hivers neigeux et un printemps sec et froid comme celui de 1950-1951, la neige peut persister jusqu'aux premières chutes de l'automne suivant dans les cirques abrités. Ainsi en 1951, Champion constate qu'à la mi-juin la neige descend encore jusqu'à 700 m et signale un peu plus haut des crevasses et des avalanches [88]. Pendant tout l'été frais de 1954, P. C. Spink note que malgré les pluies, la neige subsiste en une dizaine d'endroits dans les ravins sur une épaisseur qui peut atteindre 3 à 3,50 m [410]. G. Manley estime qu'avec un été normal, la neige se maintient jusqu'en septembre à partir de 1 150 m au Ben Nevis et de 1 160 m dans les Cairngorms. En utilisant à la fois cette altitude des lits neigeux permanents les plus bas — ils sont en moyenne en Europe nord-occidentale à 450 m en dessous de la limite des névés —, la température moyenne de juin à septembre et le nombre de jours de gel dans ses relations avec la durée d'enneigement, Manley arrive à une limite théorique de glaciation d'environ 1 600 m à la latitude du Ben Nevis et approximativement de 1 530 m pour le Nord-Ouest de l'Ecosse. Au Ben Nevis, l'auteur pense que depuis le siècle dernier, la limite a du monter de 80 à 90 m et qu'actuellement il faudrait au moins une montagne de 1 675 m pour avoir un authentique névé [302]. Il s'en faut donc d'un peu plus de 300 m pour que la Grande-Bretagne connaisse une glaciation actuelle. Le calcul montre qu'un refroidissement de 2° C de la température moyenne serait une condition amplement suffisante. Ecart faible en comparaison de celui qui devait séparer le climat de la période glaciaire maximale de celui qui existe en ce moment (10° environ dans l'Ecosse de l'Est). Toutefois, pour Manley, les dernières glaciers ont du disparaître en montagne après la phase de refroidissement qui a suivi l'oscillation d'Alleröd, c'est-à-dire il y a 8 800 ans environ, et ne se sont jamais reconstitués depuis.

d. Le gel

Dès qu'on s'éloigne des côtes en Ecosse du Nord, les minima nocturnes s'abaissent fréquemment au voisinage de 0° et rendent possible le gel au sol pendant la plus grande partie de l'année et même, à partir de 300 m d'altitude, pendant toute l'année. Nombreux sont les enseignements qui peuvent être tirés des données concernant le gel, car les statistiques reposent maintenant sur des périodes suffisamment longues et homogènes.

Pour ce qui est du gel déduit des températures sous abri (minimum $\leqslant 32°$ F), la fréquence croît évidemment à partir des côtes où la moyenne annuelle est comprise entre 25 et 40 jours et mêmes inférieure à 25 aux Orcades, vers l'intérieur où le nombre dépasse couramment 100 jours. Mais, comme pour la neige, la longitude intervient : les régions orientales sont plus froides que celles de l'Ouest et aux deux facteurs précédents s'ajoute le rôle considérable joué par l'altitude. Ainsi au Ben Nevis (1 341 m), pour la période 1888-1904 *(fig. 14* et tableau III*)*, le nombre moyen de jours de gel dans l'année est de 228, valeur considérable qui équivaut

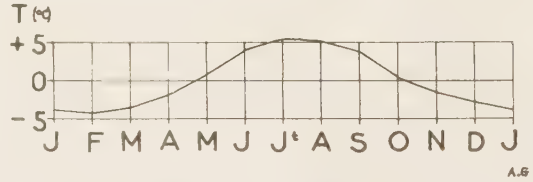


Fig. 12. — *Ben Nevis : Courbe des températures moyennes.*
(Moyenne 1911-1949).
Etablie d'après les données calculées en ° F par Manley.

presque à une fréquence de deux jours sur trois. En contrebas et à proximité de la mer, à Fort-William, la moyenne n'est que de 44 jours pour la période 1890-1904, soit moins d'un jour sur huit. Or la différence entre les températures moyennes annuelles des deux stations est de 9 °C environ. Cet écart suffit à multiplier par cinq le nombre de jours de gel. C'est dire l'importance qu'a dû revêtir le gel en plaine pendant la période quaternaire. La fréquence actuelle reste néanmoins relativement élevée par rapport au reste de la Grande-Bretagne. Ce fait s'explique sans doute plus par les nombreuses incursions d'air polaire direct ou d'air arctique que par l'influence de l'anticyclone d'air polaire continental. En effet, J. E. Belasco a montré, dans un travail statistique s'étendant sur vingt hivers, que dans plus de la moitié des cas le gel en Ecosse était, contrairement à ce qui se passe en Angleterre, lié aux invasions d'air polaire direct à trajectoire N-S. La présence d'une dépression centrée sur la Mer du Nord, comme dans l'exemple du 15 décembre 1950, est une condition favorable [34]. Dès lors, il devient facile de comprendre le décalage des minima absolus en février et l'abondance remarquable des jours de gel en février et mars. Pendant chacun de ces deux mois, la fréquence du gel reste très élevée par rapport à janvier. Et si l'on prend soin, pour éliminer l'influence de l'inégalité des mois (en particulier celle du mois de février) de calculer au lieu du moyen de jours les coefficients en pourcentages, on constate que février a parfois un total un peu supérieur à celui de janvier. C'est le cas au Ben Nevis où la courbe ne commence vraiment à montrer une diminution rapide qu'en avril *(fig. 12)*. Cette répartition saisonnière est un fait d'importance, car à la fin de l'hiver et au début du printemps le manteau neigeux est parti-

culièrement durable et épais. Tantôt il pourra fournir une protection de la roche vis-à-vis du gel, tantôt au contraire il assurera une bonne alimentation en eau rendant ainsi le gel plus efficace dans son action mécanique.

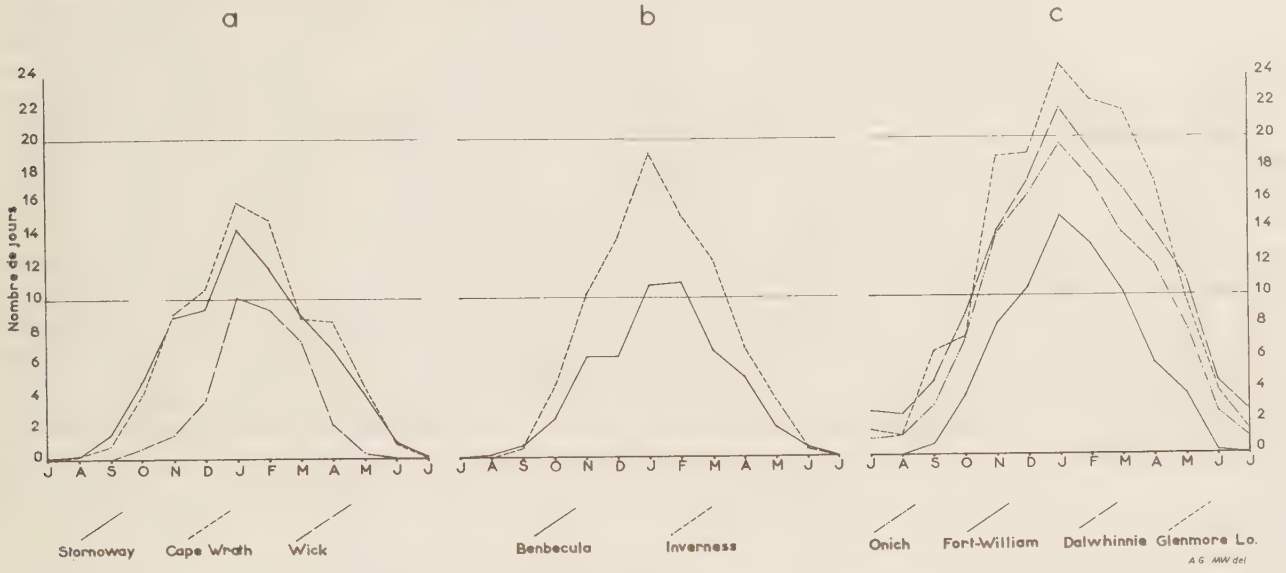


Fig. 13. — *Quelques exemples de régimes du gel au sol en Ecosse du Nord.*
(Moyenne août 1944-juillet 1960).

Dans l'optique morphologique, la notion de *gel au sol* est plus intéressante que celle qui est déduite de la simple observation de la température sous abri. Malheureusement, les séries sont plus courtes et assez discontinues et surtout ne concernent guère que des stations d'altitude basse. L'essai de calcul valait tout de même la peine d'être tenté: Il a été fait pour 9 stations de l'Ecosse du Nord grâce à des relevés mensuels potrant sur la période 1944-1960 (1). Les résultats sont consignés dans le tableau II. En comparant systématiquement des stations situées à une latitude analogue, il est facile de mettre en évidence la supériorité des côtes orientales *(fig. 13)*. Un écart faible en faveur des régions ouest au début et à la fin de la saison froide est largement compensé et bien au delà par une importante différence de sen contraire en hiver *(fig. 13 b)*, Stornoway connaît cependant plus de gelées au sol que le Cap Wrath situé plus à l'Est et d'ailleurs à une altitude supérieure. Mais ce n'est là qu'une exception aparente, Car Stornoway est une station plus abritée grâce à sa position sur la côte *est* des Hébrides externes. L'éloignement de la côte est un autre facteur qui exeplique, plus que les différences d'altitude, les écarts considérables que nous pouvons relever entre Fort-William d'une part et Dalwhinnie et Glenmore Lodge d'autre part *(fig. 13 c)*. Il faut cependant ajouter — mais c'est un fait bien connu —, que la position topographique de la station doit intervenir dans une large mesure . ainsi Onich, voisin de Ffort-William et d'altitude comparable, a une fréquence de gelées bien supérieure. Parmi quelques stations nouvellement créées dans le Nord, on peut remarquer que Lairg ou Cannich par exemple peuvent avoir plus de gelées que Dalwhinnie ou Glenmore Lodge, au moins certaines années :

Station	Altitude (m)	Nombre de jours de gel au sol en 1957
Lairg	73	182
Cannich	107	196
Glenmore Lo.	305	139
Dalwhinnie	358	121

L'altitude et la distance à la mer ne sont pas en cause ici, mais c'est la latitude qui intervient cette fois.
En altitude, nous savons peu de choses, mais les observations faites par F. H. W. Green au Meall a'Ghiubhais

(1) Le « Ground Frost » est par convention une température minimale de l'herbe $\leq 30{,}4°$ F. Le nombre réel de gels nocturnes au sol doit être un peu plus élevé. Comme les séries sont récentes, il faut tenir compte en outre du réchauffement intervenu depuis 80 ans.

(B. Eighe) pendant l'été 1954 peuvent être utiles [180]. En effet, l'auteur arrive à cette conclusion qu'au mois de juillet il peut geler à — 2,6° au sommet (800 m). Si l'écart est très important avec des pentes situées 500 m plus bas, entre ces dernières et les fonds de vallée il n'y a pratiquement pas de différence. L'amplitude diurne serait minimale sur les versants. Il est certain que par temps calme dans les régions abritées de l'intérieur, et surtout vers l'Est, la stagnation de l'air doit provoquer couramment des inversions de température favorables à des gelées localisées dans les bassins (1). Il ne faut sans doute pas négliger non plus la présence d'une couverture neigeuse dont l'albedo explique le fort rayonnement au sol. A défaut, la nature du revêtement peut introduire des nuances : Manley montre, par des exemples pris dans les Midlands, que les sols sableux sont plus sensibles au gel que les sols argileux [300]. En Ecosse, les étendues pierreuses et rocailleusses doivent être des terrains de prédilection pour le gel, tandis que la tourbe, malgré l'évaporation qui fait baisser la température en milieu humide, doit jouer au contraire le rôle de manteau protecteur.

Le gel au sol montre sur toutes les courbes des stations des régions basses une augmentation rapide de fréquence vers octobre, novembre ou décembre et une diminution non moins rapide en mars, avril ou mai suivant les cas *(fig. 13)*. Dès 300 à 350 m dans les régions de l'intérieur, il gèle au moins un jour sur trois pendant huit mois de l'année et la température au sol peut s'abaisser en dessous de 0° durant chaque mois. Est-ce à dire que l'été est inexistant ? Certainement pas, car si les tempéartures *moyennes* oscillent peu autour de la normale annuelle, surtout en altitude *(fig. 12)*, elles peuvent au cours d'une même journée témoigner de fréquentes et importantes variations qui laissent place à des échauffements considérables particulièrement nets sur les parties rocheuses des montagnes. Malheureusement les renseignements chiffrés manquent totalement dans ce domaine.

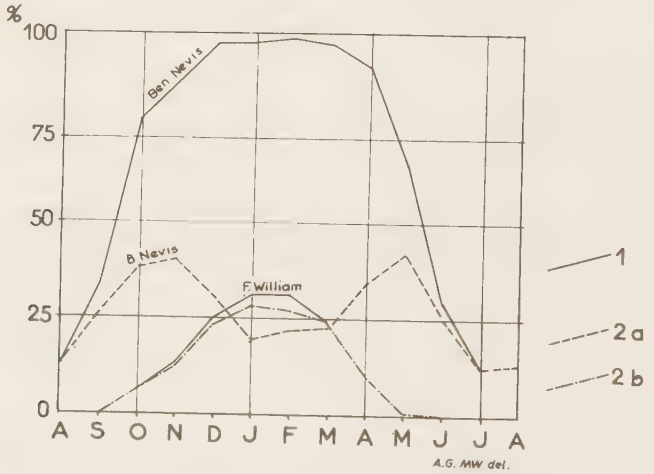


Fig. 14. — *Gel et dégel au Ben Nevis* (moy. 1888-1904) *et à Fort-William* (moy. 1890-1904).
1 : fréquence du gel (%);
2 : fréquence du gel-dégel, a : au Ben Nevis, b : à Fort-William.

Il n'en est pas de même en ce qui concerne le problème si essentiel en morphologie de la fréquence des *alternances de gel-dégel*. En notant les jours où la température maximale ne monte pas au-dessus de 32° F (jours sans dégel) et en déduisant le total obtenu du nombre de jours de gel, il est possible d'avoir le nombre de jours où il y a eu gel puis dégel. En plaine, le nombre de jours de gel sans dégel est toujours très faible : de un à cinq en moyenne par année en allant des côtes vers l'intérieur. Aussi le nombre d'aletrnances est-il assez élevé et le total des jours de gel équivaut presque à celui des jours de gel-dégel. Pratiquement, à l'exception du milieu de l'hiver, les deux courbes saisonnières se confondent *(fig. 14)*. A Fort-William, par exemple, les jours de gel représentent en moyenne 12 % de l'année entière et les jours de gel avec dégel 11,2 % (moyenne 1890-1904, Tableau III). Par contre en montagne, il en est tout autrement et les calculs effectués à partir des relevés quotidiens du Ben Nevis (moyenne 1888-1904) montrent clairement que les jours sans dégel prennent au milieu de l'hiver une importance considérable. Les longues périodes sans dégel existent presque chaque année surtout de janvier à mars et en particulier en février. Six fois en 17 ans, il y eut 35 jours consécutifs sans dégel ou davantage. En 1895, la période sans dégel a même duré 53 jours consécutifs. Aussi, dans ces conditions n'est-il plus paradoxal d'observer qu'au milieu de l'hiver, le nombre d'alternances est plus

(1) Les inversions les plus puissantes ont lieu par temps anticyclonique, comme celle que signale Mosman en février 1895 : le Ben Nevis avait une température de 9,7 °C plus éelvée que celle de Fort-William [318]. Ici au moins, ces inversions ne sont pas suffisamment fréquentes pour affecter les moyennes des gelées.

faible qu'en plaine (*fig. 14*). Néanmoins pour le total annuel, les montagnes doivent l'emporter de beaucoup et au Ben Nevis par exemple, un jour sur quatre comporte une alternance de gel-dégel. La faible amplitude que présente la courbe des températures moyennes s'accorde donc bien ici avec les fréquentes oscillations de part et d'autre de 0°. Les maxima sont nettement localisés en automne et au printemps, justement à des saisons où les disponibilités en eau sont abondantes : en automne parce que les précipitations se font sous forme de pluie ou bien parce que la neige tient mal; au printemps en raison de la fusion nivale. Laquelle de ces deux saisons a les gels les plus efficaces ? Il est difficile de répondre. Si le maximum de printemps coïncide avec une couverture neigeuse encore épaisse qui peut jouer un rôle protecteur, le maximum d'automne s'accompagne de gels moins intenses.

Les minima absolus ne sont jamais accusés dans les stations côtières et le tableau IV en montre deux exemples assez caractéristiques : Cap Wrath et Duntuilm (Skye). Il était prévisible qu'en des points situés à l'intérieur, *l'intensité* du gel serait nettement plus forte. Les valeurs de Dalwhinnie le confirment. Sans être exceptionnelles, elles sont parfois assez basses. Par contre, les chiffres recueillis au Ben Nevis, sous abri, sont plus étonnants puisque le températures n'y descendent pas plus bas qu'à Dalwhinnie, pendant une période, il est vrai, différente. On peut d'ailleurs noter que les minima absolus les plus bas se placent le plus souvent en janvier, février ou mars, c'est-à-dire qu'ils sont décalés vers le printemps à un moment où la couverture neigeuse est épaisse.

Il est toujours délicat de tirer des conclusions de données aussi fragmentaires, mais globalement et sous bénéfice d'inventaire, on peut admettre que les montagnes nettement avantagées par la fréquence des cycles gel-dégel n'ont pas, semble-t-il, de gels beaucoup plus intenses qu'en plaine.

3. — VÉGÉTATION, CLIMATS LOCAUX ET MICROCLIMATS DU SOL

Malgré tout l'intérêt qu'elles peuvent présenter en morphologie, les données climatiques précédemment étudiées ne constituent qu'une approche assez imparfaite. Le but reste la connaissance d'un domaine précis : le climat au contact immédiat avec le sol ou même à l'intérieur du sol. Il faudrait pouvoir saisir toute la richesse des contrastes qui voisinent à faible distance et être à même de comprendre une réalité faite de changements incessants. Malheureusement, à l'exception des gelées au sol, c'est un constat de carence presque totale qu'il faut dresser pour les renseignements chiffrés. En montagne en particulier, les observations actuelles sont pratiquement inexistantes — l'observatoire du Ben Nevis ne fonctionne plus depuis le début du siècle —, et c'est une grave lacune pour la morphologie.

Comment suppléer à ce manque d'informations quantitatives ? Par un raisonnement déductif à partir de quelques chiffres du climat général, ce qui est toujours hasardeux; par des observations directes mais trop courtes et trop limitées à l'été et au début de l'automne; enfin et surtout par l'utilisation du réactif sensible qu'est le tapis vigétal. On peut de cette manière reconstituer assez grossièrement les conditions climatiques au voisinage du sol.

a. L'étagement naturel et les modifications apportées par l'homme

Il est certain que sans l'intervention de l'homme, une bonne part de l'Ecosse serait couverte de forêts. Les nombreux pollens forestiers d'âge récent trouvés dans les tourbières de plateaux actuellement déboisés en témoignent. Toutefois, à partir de 600-650 m dans les zones abritées et à une altitude nettement inférieure dans les régions bien exposées de l'Ouest, l'arbre ne peut plus prendre pied, car à la température d'été relativement basse (elle ne dépasse même plus 10 °C en moyenne pendant deux mois de l'année) s'ajoute la puissante action inhibitrice du vent. Les défrichements qui s'échelonnèrent du Bas Moyen Age au XIX[e] siècle, les dégâts occasionnés par le pâturage du mouton et des cervidés, les feux répétés de bruyère ont considérablement diminué le domaine de l'arbre et empêché sa régénération naturelle qui était déjà gênée par la détérioration du climat depuis la période subatlantique [A. G. Tansley, 426]. Aussi la callune et les plantes associées, dont il y a tout lieu de penser qu'elles constituaient un étage naturel au-dessus de la limite des arbres, ont-elles pris une extension démesurée. Même quand les forêts ont subsisté, l'ordonnance naturelle de l'étagement a été modifiée. A la chênaie représentée dans la plupart des basses vallées (sauf à l'extrémité nord-ouest de l'Ecosse), fait suite normalement une frange de pins sylvestres sur les sols les plus perméables — les moraines sableuses par exemple — et dans les zones moyennement arrosées (1), une bordure de bouleaux dans les régions plus humides

(1) Le pin sylvestre a eu au cours des périodes postglaciaires les plus sèches (Boréal et Sub-boréal) une extension nettement plus grande que maintenant.

de l'Ouest ou sur des sols à granulométrie plus fine. Or, nombreux sont les exemples de peuplements purs de bouleaux surmontés de bois de pins. Malgré les apparences, il n'y a là qu'un « pseudo-étagement » qui pour Tansley est à mettre en rapport avec une intense exploitation des pins les plus accessibles. A cette action ancienne de l'homme, s'ajoutent les nombreux reboisements récents en espèces étrangères — épicéas en particulier — sur les versants abrités des vallées. Apparemment, les forestiers, peu soucieux de respecter la stricte écologie ne se sont guère préoccupés de savoir si les forêts étaient ou non en état de se régénérer naturellement. Toujours est-il que l'équilibre du milieu naturel a été profondément modifié [Lefebvre, Rabouille et Valette, 267 et 268].

En altitude, les transformations par l'homme sont plus limitées et Mc Vean a pu montrer, grâce à des études dans les Cairngorms et au Ben Lawers, que certaines associations végétales avec plante dominante traduisaient des différences microclimatiques [297]. Au delà des derniers bouleaux chétifs ou des derniers pins, règne la callune. Elle représente avec les plantes qui lui sont associées une communauté climacique qui peut s'établir sur toutes les catégories de roches, y compris les calcaires, car les conditions climatiques sont exceptionnellement favorables. Il faut néanmoins qu'un drainage minimum soit assuré, faute de quoi la tourbe risque de faire son apparition. Mais *Calluna Vulgaris* ne supporte pas d'enneigement prolongé et forme un tapis sur les régions venteuses où la neige ne s'accumule pas. Comme, en outre, elle craint les froids trop vifs des régions trop exposées et trop élevées, elle cède progressivement la place en altitude aux espèces du genre *Vaccinium* plus aptes à supporter des conditions climatiques rigoureuses. Les associations dominées par *Empetrum nigrum, Vaccinium myrtillus* et *Vaccinium uliginosum* qui craignent moins que la callune le couvert neigeux et le gel dû à une forte exposition montent donc plus haut sur les versants. Sur les pentes douces supérieures où la neige est encore plus épaisse et plus durable, domine, comme dans les Hautes Vosges, l'herbe-paillasson *Nardus Stricta* (1). C'est un bon réactif des microclimats humides à drainage imparfait. Somme toute, nous disposons de véritables « équivalents botaniques » des microclimats qui peuvent, en l'absence de toute mesure, rendre de grands services.

Plus haut encore, vers 850-900 m à l'Est et dans les régions abritées, mais à des altitudes moins éloignées du niveau de la mer au Nord et à l'Ouest, ne subsiste plus guère qu'une végétation de type artico-alpin qui traduit bien l'existence d'un climat très rude où s'associent les températures basses, les précipitations abondantes en grande partie sous forme neigeuse, et surtout les vents violents *(fig. 15)*. Le tapis végétal où dominent, à côté de quelques saules nains et de saxifrages, les mousses et les lichens est essentiellement constitué de chaméphytes et d'hémicryptophytes en raison de la persistance de la couverture neigeuse [Tansley, 426]. Mais des nuances végétales reflètent les variations d'enneigement. Quand la neige ne forme qu'une couverture semi-permanente de novembre à juin, D. N. Mc Vean note que les plantes représentatives sont les immortelles naines, des saules nains auxquels s'ajoutent des mousses. Quelques associations de fougères, *Athyrium alpestre* et *Cryptogramme crispa* notamment, bénéficient de la protection de la neige contre le gel [297]. Mais si la neige reste encore plus longtemps, plus de 10 mois dans l'année, la végétation se réduit alors à des communautés de mousses et de lichens. Ces derniers sont très caractéristiques des sommets exposés, car ils sont capables de supporter des variations considérables de température et d'humidité pendant les mois d'été. Quand la température du mois le plus froid arrive au voisinage de 5-6° C seulement, la saison végétative est presque réduite à néant et le désert de pierres domine avec un sol très discontinu ou absent : c'est ce qu'on observe sur de nombreux sommets élevés et en particulier au Ben Nevis. Ces étendues pierreuses parsemées de blocs ne sont que lentement colonisées par des plantes pionnières, des lithophytes comme *Rhacomitrium* qui s'installent de préférence sur les pentes les plus douces où la neige tient mieux. Toutes choses égales d'ailleurs, la couverture neigeuse est plus épaisse et plus stable sur les plateaux calme que sur les crêtes étroites et raides. La végétation aura donc tendance à coloniser plus facilement les sommets lourds. Ainsi, pour cette raison (et pour d'autres comme la situation à l'Est) le Ben Wyvis, malgré son altitude de 1 000 m, est couvert par une pelouse à *Rhacomitrium* jusqu'en haut, alors que des montagnes occidentales d'altitude égale ou inférieure, mais plus exposées et aux pentes supérieures plus raides, sont le domaine des rochers et des pierrailles.

Il y a donc schématiquement en Ecosse du Nord trois grands étages de végétation naturelle superposés : 1) la forêt de chênes qui passe progressivement vers le haut aux bois de pins sylvestres et de bouleaux; 2) les associations de « landes » *Callunetum, Vaccinietum* et *Nardetum* qui ont largement empiété vers le bas sur les bois en raison de l'action directe ou indirecte de l'homme; 3) et enfin l'étage artico-alpin.

Du point de vue morphologique, il importe de souligner que le couvert végétal occupe une place de plus en plus restreinte vers le haut, ce qui diminue d'autant la protection du sol. Pour R. W. Galloway, l'altitude au-delà de laquelle la végétation sur le granite occupe moins de 50 % de la surface correspondrait en gros à la limite du domaine des phénomènes périglaciaires très actifs actuellement [155]. Nous verrons plus loin ce qu'il convient de penser d'une telle affirmation. Pour le moment retenons simplement que cette limite s'abaisse sensiblement vers le Nord-Ouest, puisque si l'on en croit la carte établie par l'auteur et construite

(1) Le même étagement a été décrit par W.G. Smith dans les Moorfoot Hills (Southern Uplands) [Voir Tansley, pp. 516-517].

malheureusement à partir d'un nombre de points trop restreints — moins d'une douzaine au total —, elle passe de 1 000 m dans les Grampians à 700 m dans le Sutherland du Nord-Ouest et dans les Orcades et à 600 m dans les Hébrides externes. Cet abaissement des étages végétaux vers le Nord-Ouest traduit clairement le rôle de facteurs climatiques interdépendants où la température et le vent occupent sans conteste la première place.

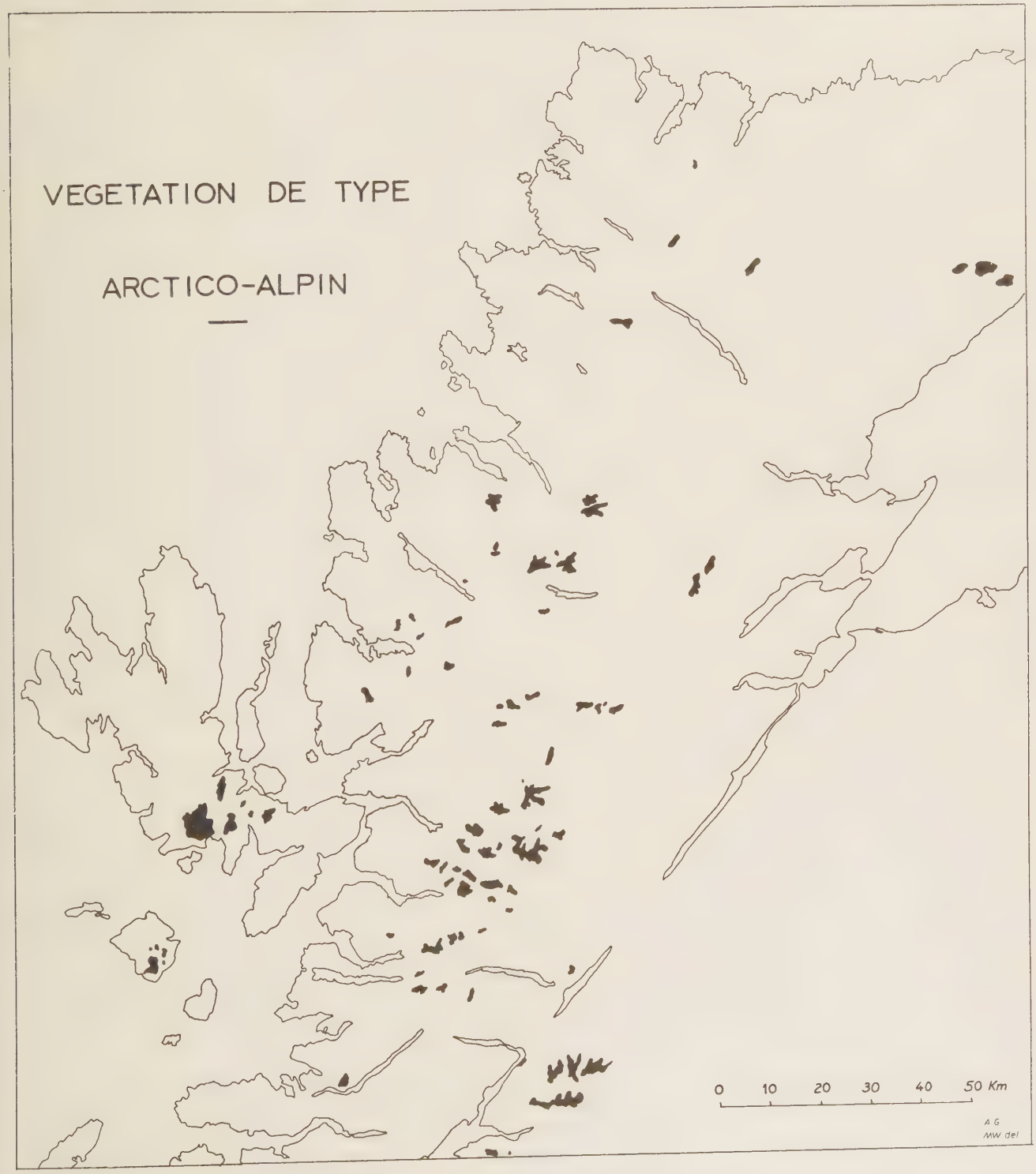


Fig. 15. — *Répartition de la végétation de type arctico-alpin dans le Nord-Ouest de l'Ecosse.*
D'après la carte établie par A. Geddes et L. D. Stamp et publiée par l'Ordnance Survey à 1/625 000.

b. Les contrastes microclimatiques au niveau du sol

Si les étages végétaux pris dans leur ensemble donnent à la rigueur un aperçu de la succession des climats en altitude, ils ne peuvent traduire par eux-mêmes toute la richesse des contrastes microclimatiques qui opposent au contact du sol des stations parfois fort rapprochées, ou encore la variabilité des microclimats en un même lieu au gré de l'humeur changeante du temps. Force nous est donc de pousser un peu plus loin l'analyse.

En ce qui concerne *les hautes montagnes,* le climat est — nous l'avons vu —, avant tout caractérisé par un vent violent. Aussi règne-t-il une intense évaporation et la neige est-elle balayée des endroits exposés. Même s'il tombe 3 ou 4 m de précipitations dans l'année ou davantage, peut-on parler de forte humidité dans ces conditions ? Green a d'ailleurs montré que pour des sommets aigus et irréguliers, la quantité de pluie n'augmentait plus à partir d'une certaine altitude sur les versants [180], sans doute en raison de la diminution de la vitesse d'ascendance de l'air. Bien sûr, la persistance du couvert nuageux reflète l'importance de l'humidité relative de l'*atmosphère* : au milieu des plus belles journées d'été, il n'est pas rare de voir les montagnes de Skye, de Rhum, de Mull ou du Mainland garder leur calotte de nuages stationnaires, mais de brèves périodes de puissant ensoleillement ne sont pas exclues pour autant. Parler d'absence d'été pour les montagnes supérieures à 700 m ne correspond qu'à une situation moyenne. L'été est court, mais il existe presque chaque année. Quand l'air tropical continental envahit tout le Nord-Est de la Grande-Bretagne, en particulier au mois de juin, la température est alors nettement supérieure en Ecosse à ce qu'elle est en Cornwall ou même dans le Nord-Ouest de la France. Il ne faut pas perdre de vue que les valeurs faibles d'insolation relevées en Ecosse — 3/10 en moyenne pour l'année —, tiennent avant tout à une nébulosité forte et constante de saison froide. A la fin du printemps et au début de l'été, la durée moyenne d'insolation journalière atteint ou dépasse presque partout cinq heures. Les montagnes peuvent alors bénéficier d'un rayonnement intense et qui s'étale parfois sur 12 heures en raison de la longueur des jours dans le Nord à cette saison. Sans pouvoir fixer de chiffres précis, puisqu'à notre connaissance aucune mesure n'a été faite dans ce domaine il est plausible d'admettre que sur les roches nues les températures atteignent par beau temps des valeurs de l'ordre de 50 à 60 °C.

Il devient donc indispensable d'établir une distinction nette entre les microclimats des zones rocheuses — champs de pierrailles, chaos de blocs, dalles ou roches polies en place — et ceux des creux plus ou moins profonds qui les avoisinent. Dans le premier cas, nous avons généralement un lieu très exposé, battu par le vent et où la neige se maintient mal, justement en partie à cause de l'absence de végétation qui n'a pu coloniser ce milieu très rude et hostile. L'action du gel pourra donc se faire sentir, car la protection des couvertures végétale et neigeuse manque. Mais sera-t-elle vraiment efficace ? En effet, l'eau s'écoule très vite et l'évaporation est souvent intense. En été, ce sont ces endroits rocheux qui sont les plus sensibles à l'échauffement, mais l'altération ne doit guère en profiter en raison du manque d'eau. Autrement dit, il faut considérer ce milieu rocheux comme *sec,* même s'il reçoit 3 000 à 5 000 mm de précipitations par an. Cette sécheresse met certainement un frein aux processus de dégradation physique et chimique.

Bien différents sont les endroits abrités. Le manteau neigeux, ainsi que le note Tansley, peut s'y traduire par des effets opposés suivant qu'il persiste de manière plus ou omins durable. A haute altitude, dans les recoins rocheux, les cirques ou les ravins profonds, la neige qui se maintient fort tard durant l'été, a une action inhibitrice : elle empêche toute colonisation par la végétaiton et laisse souvent la roche à nu. Par contre, dans les creux évasés ou même sur les sommets lourds, la neige joue un rôle protecteur qui permet à certaines plantes de prendre pied en favorisant à leur tour la fixation de la couverture neigeuse. Dans ce cas, le microclimat reste très humide, mais l'action du gel est probablement assez réduite car les plantes et la couche de neige en hiver et au printemps forment un manteau isolant. C'est donc l'altération qui consittue là le phénomène morphologique essentiel; mais les écarts de température sont bien faibles, l'échauffement par insolation au niveau du sol sans doute très limité, aussi les réactions risquent-elles fort d'être ralenties.

Bien entendu, la topographie n'est pas seule à intervenir dans les oppositions microclimatologiques, la nature du sous-sol peut également jouer un rôle indirect. En règle générale, les roches les plus basiques et les plus altérables sont indépendamment de la situation topographique qu'elles occupent, mieux protégées que les autres, car la végétation les colonise plus rapidement en y créant un sol.

A basse altitude, des contrastes tout aussi accusés peuvent exister : entre une médiocre colline rocheuse et une dépression voisine par exemple. Cette dernière est souvent occupée par une tourbière qui constitue un milieu hyper-humide par excellence mias rarement homogène. Des nuances sont faciles à déceler entre les parties les plus humides recouvertes par des sphaignes, véritables éponges, et piquetées de linaigrettes aux houppes cotonneuses (« cotton-grass » : *Eriophorum vaginatum*), et les zones moins détrempées où prend pied *Vaccinium uliginosum* sombre et un peu plus haut *Vaccinium myrtillus* plus clair. Les grosses touffes de Molinie (*Molinia caerulea*) jalonnent des lieux humides mais assez drainés. Quant aux emplacements de Callune,

ils occupent des tertres relativement secs et des monticules sur lesquels on peut marcher. Bien entendu, les roches sous-jacentes aux étendues tourbeuses sont imprégnées d'eau en permanence ou presque.

Il y a là une condition favorable à la décomposition d'autant qu'un processus cumulatif peut même entrer en jeu, l'altération ayant tendance à accentuer le creux initial en favorisant ainsi la concentration et la stagnation de l'eau à cet endroit.

Inversement, à quelques dizaines de mètres plus haut, sur un pan de roche polie, l'eau glisse sans séjourner tant que n'a pas débuté la colonisation par la végétation, ce qui peut durer bien longtemps.

En définitive, on retrouve fréquemment en Ecosse du Nord une organisation binaire des microclimats du sol. Deux milieux qui s'opposent point par point peuvent se juxtaposer, ainsi que le montre *la photo 1* : l'un hyperhumide, sans doute favorable à une profonde altération, mais en revanche à peu près à l'abri des actions mécaniques; l'autre relativement sec, marqué par des alternances de gel et de dégel, quelquefois de réchauffement et de refroidissement des phases plus ou moins longues d'humectation superficielle et de dessication. Pour ce dernier, il faudrait tâcher d'évaluer la part d'immunité.

Bien sûr, des transitions sont possibles entre ces deux milieux si contrastés — une masse de débris suffisamment fins pour être colonisé par la végétation en est un exemple — mais en réalité, le passage est souvent brutal. Cette marge étroite qui sépare les deux domaines constitue peut-être une zone privilégiée dans l'efficacité des processus morphogénétiques. En tout cas, à l'échelle du temps, l'évolution d'un milieu vers l'autre provoque des transformations radicales qui dégénèrent parfois en crises. Ainsi une étendue rocheuse occupée peu à peu par la tourbe peut être remise à nu quand l'incision des ruisseaux assèche la tourbière qui se trouve être alors la proie du ruissellement et du vent. L. Hempel [208] et plus récemment M. Bower [62 et 63] ont déjà signalé ce processus. Mais généralement l'évolution ne s'arrête pas là, elle se poursuit avec l'enlèvement de la partie superficielle décomposée de la roche, témoignage de l'ancienne occupation par la végétation et de la présence d'un microclimat humide. Quand le décapage est total, c'est un retour aux conditions initiales des milieux rocheux.

Ces changements successifs ne peuvent guère se concevoir en dehors de la question plus générale des variations climatiques du passé. Il va de soi qu'on ne peut sans danger transposer les données du climat actuel à des périodes plus anciennes. Pourtant si l'on prend soin de se limiter aux contrastes régionaux et locaux sans essayer de chiffrer les changements en valeur absolue, il devient moins imprudent d'appliquer les notions présentes aux climats du Quaternaire.

PHOTO 1. — *La vallée glaciaire du Loch a'ᵗChoire Mhoir, au N du Ben Wyvis.*
Vue vers l'ENE. Dissymétrie des versants. Opposition tranchée des milieux microclimatiques du sol dans un matériel homogène de micaschistes : le fond plat, mal drainé, hyperhumide et tourbeux de la vallée entre en contact brutal avec les cônes d'éboulis encore en partie fonctionnels, très secs.

CHAPITRE II

LES CONDITIONS STRUCTURALES ET PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Actuellement les socles (lewisien et moinien) constituent près des deux-tiers des affleurements du Nord de l'Ecosse *(fig. 16)*, le reste étant occupé par des sédiments en général minces et des coulées volcaniques récentes. Considérer le socle comme un tout homogène ayant réagi de manière uniforme aux différents systèmes d'érosion n'est plus soutenable. Une telle opinion, longtemps commune aux géographes qui l'admettaient plus ou moins implicitement, ne peut qu'aboutir à une compréhension très partielle des formes d'autant plus regrettable que le socle a ici plus d'importance dans le paysage. Tout au long du présent ouvrage, nous aurons maintes fois l'occasion de montrer le rôle essentiel joué par la structure *(lato sensu)* dans l'agencement du relief. Que ce soit par l'intermédiaire des vieux sédiments dont les différences continuent à se marquer en raison d'un métamorphisme qui n'est pas trop poussé, ou des venues éruptives anciennes syntectoniques profondes ou superficielles, ou encore par le truchement des innombrables failles dont les trois types classiques sont représentés, partout la structure est présente. Aussi ne peut-on aborder utilement une étude morphologique qu'après une solide analyse des données structurales.

1. — LA PLACE DE L'ÉCOSSE DU NORD DANS LES GRANDS ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES

Deux événements majeurs de l'histoire géologique de l'Europe du Nord et de l'Atlantique nord, deux « drames » suivant l'expression de Termier [428], bien inégaux d'ailleurs et séparés par quelque 400 millions d'années, sont représentés en Ecosse du Nord où ils ont laissé d'imposants vestiges. D'une part, ce sont les restes de l'orogénie calédonienne qui se suivent depuis l'Irlande jusqu'au Spitzberg et même au Grönland du Nord-Est à travers l'Ecosse et la Scandinavie en un grand arc de cercle de 4 000 km; d'autre part, ce sont les témoins de la phase volcanique tertiaire nord-atlantique qui forment, suivant un axe grossièrement N-S ou NNW-SSE, la «province de Thulé » (1) longue de plus de 2 000 km : Irlande du Nord-Est, Ecosse occidentale, îles Färö, Islande, Jan Mayen et la côte est du Grönland. Ces deux directions fondamentales se croisent en Ecosse et il est certain que la première a réagi sur la seconde. Sur cette vieille terre burinée du Nord de l'Europe, les cicatrices successives se sont ajoutées sans effacer la trame ancienne qui reste encore bien visible et finalement l'Ecosse tira sa personnalité structurale de la succession d'épisodes qui ne lui sont pas propres mais qui s'y combinent de manière originale.

Jusqu'à la fin du Primaire, pendant 350 millions d'années et peut être bien davantage, l'Ecosse du Nord se rattache au domaine scandinave dont elle semble partager l'évolution, si l'on en juge d'après les nombreux points de ressemblance [O. Holtedahl, 220]. Par suite, elle s'oriente petit à petit vers une configuration particulière; mais en même temps la tournure que prennent les événements fait d'elle une région de plus en plus

(1) On emploie aussi le terme moins équivoque de « Province brito-arctique ».

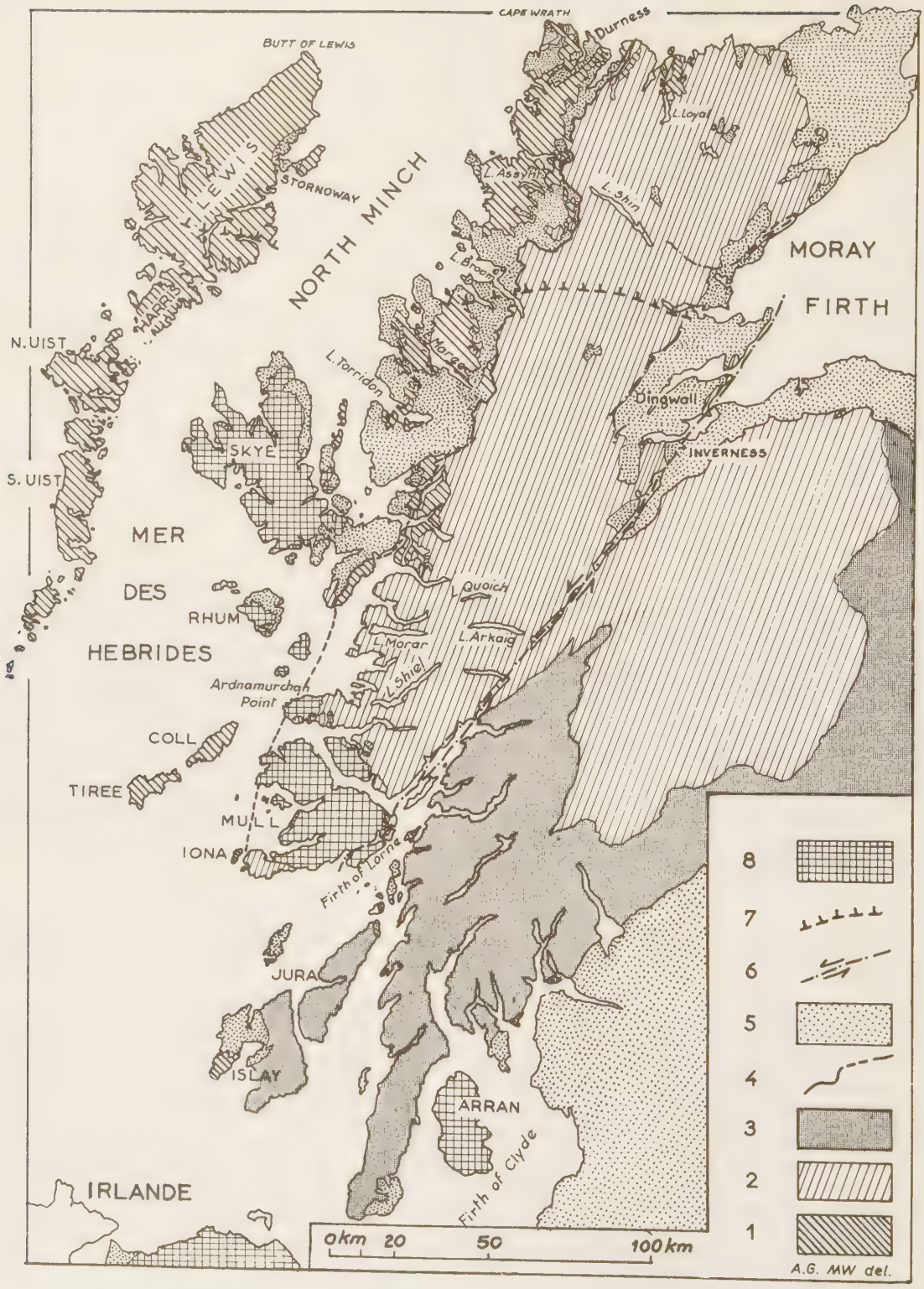


FIG. 16. — *Carte structurale d'ensemble.*

1 : socle lewisien; 2 : socle moinien avec ses intrusions; 3 : séries métamorphiques dalradiennes; 4 : charriage de Moine; 5 : couvertures sédimentaires et terrains volcaniques primaires associés; 6 : décrochement latéral du Grand Glen; 7 : flexure transversale supposée; 8 : complexes volcaniques tertiaires.

étroitement liée à la « province nord-atlantique » au Tertiaire. Les mouvements tardifs achèvent de lui donner une physionomie bien proche de celle qu'elle possède actuellement.

Dans cette longue histoire continue, il est toujours délicat d'introduire des coupures qui ne soient pas artificielles. En fait elles se dégagent d'elles-mêmes de la succession des panoramas paléogéographiques et nous verrons qu'elles peuvent assez facilement se concilier avec les exigences de la géomorphologie.

Des trois séries métamorphiques d'âge différent présentes dans les Highlands, Lewisien, Moinien, Dalradien, les deux premières offrent de vastes affleurements dans le Nord-Ouest de l'Ecosse et sont presqu'entièrement limitées à ce secteur. La première série, la plus ancienne, le « gneiss » de Lewis ou plus commodément le Lewisien (du nom de la plus septentrionale et la plus vaste des Hébrides externes) représente le reste d'un très vieil orogène arasé en un contient dès le Précambrien, peut-être raccordé au Grönland, mais en tout cas homologue du bouclier fennoscandien qui affleure largement depuis la Norvège du Sud jusqu'à la Finlande. En Ecosse, le Lewisien occupe deux longues bandes à peu près parallèles et orientées NNE-SSW, de part et d'autre du détroit de Minch et de la Mer des Hébrides : la première correspond à l'archipel des Hébrides externes, la seconde à la région côtière qui s'étend du Cap Wrath au Sound of Sleat et se prolonge par la péninsule allongée de Sleat (Skye) puis par les îles de Coll et Tiree. Malgré son âge archéen. ce socle a gardé une trame ancienne NW-SE encore bien marquée actuellement. Le « potentiel » qu'il offre à l'érosion différentielle, sans être aussi riche que celui du Moinien ou Dalradien, n'en présente pas moins des ressources parfois étonnantes avec des combinaisons d'où les vieux sédiments ne sont pas exclus. C'est dire que la topographie actuelle recoupe le socle à un niveau relativement peu profond, surtout le long de la bordure est du North Minch. La couverture détritique plus ou moins grossière des grès torridoniens — produit de l'érosion des chaînes les plus anciennes — surmontés eux-mêmes en discordance angulaire par des sédiments cambriens, y subsiste d'ailleurs largement par endroits. Dans les Hébrides externes au contraire, le socle lewisien presqu'entièrement débarrassé de sa couverture est nettement plus homogène en général, avec de grands affleurements d'enveloppes plutoniennes de granito-gneiss. Par rapport, à l'orogène calédonien, il faut considérer la zone lewisienne et sa couverture stable comme un avant-pays ayant servi de limite et de point d'appui aux efforts tectoniques ultérieurs.

L'ancienne région plissée calédonienne est représentée par deux séries métamorphiques : le Moinien d'âge sans doute éocambrien ou antérieur et peut-être équivalent métamorphique du Torridonien, le Dalradien plus récent et probablement cambrien. Seule la première intéresse le Nord-Ouest de l'Ecosse, puisque la seconde n'affleure que sur une superficie très limitée dans la partie sud-est de l'île de Mull. S'il est vain de vouloir rechercher des relations simples entre les Calédonides britanniques et norvégiennes, car la direction des plissements est assez variable, l'orientation générale reste néanmoins NE-SW. En Ecosse, les plissements sont N-S aux Shetlands, mais sur le Mainland ils passent à la direction NNE-SSW avec, à la latitude du Loch Shin, un assez net rebroussement dans le sens W-E. Le détail est d'ailleurs bien plus compliqué car l'orogenèse calédonienne a dû comporter de multiples phases. Provisoirement, il peut être commode de distinguer une phase de plissements accompagnés d'un métamorphisme régional et assortis d'injections de « granites anciens » (older granites). Le système d'efforts est alors dirigé suivant un axe NW-SE. Un paroxysme tardif aboutit à déverser le contenu du géosynclinal sur l'avant-pays, d'où la superposition anormale de terrains métamorphiques sur des terrains sédimentaires non métamorphisés par l'intermédiaire de plusieurs systèmes de charriages un peu obliques aux plissements. Une grande zone de contacts anormaux, dont le principal est appelé «charriage de Moine », se suit en Ecosse depuis le Loch Eriboll jusqu'au Loch Alsh, suivant une direction générale NNE-SSW. En Scandinavie, l'orientation est à peu près la même, mais le charriage est tourné dans l'autre sens. Charriages écossais et scandinaves sont donc complémentaires et se tournent le dos, le déplacement sur la vieille plate-forme fenno-scandienne ayant été plus important que celui qui s'est effectué sur l'avant-pays lewisien : 140 km au lieu de 30 [E. M. Anderson, 7]. A cela s'ajoute la mise en place des granites post-tectoniques (newer granites) à une époque où la démolition de la chaîne commence tandis que le volcanisme reste encore actif (Vieux-Grès-Rouge). Ces épisodes multiples retentissent sur l'hétérogénéité d'un socle dans lequel les anciens faciès sédimentaires sont encore présents sous forme de quartzites, de micaschistes et de « gneiss psammitiques » (1) en particulier. Aussi le potentiel structural est-il assez riche.

Il importe de souligner que jusqu'au Silurien, la masse du Nord de l'Ecosse est non seulement restée étroitement solidaire du monde scandinave, mais n'a pas encore acquis un des traits qui l'individualisent actuellement. Ce n'est qu'au moment où un système d'efforts tectoniques se réorganise suivant une disposition très différente de celle du Calédonien, qu'apparaissent alors les grands décrochements latéraux NE-SW et en particulier la profonde et longue coupure du Glen More qui donne au triangle de l'Ecosse du Nord-Ouest une base si régulière. Ce trait fondamental était d'ailleurs probablement en partie acquis dès le milieu du Dévonien puisque les affleurements de Vieux-Grès-Rouge moyen esquissent déjà, grâce à un grand bassin allongé du

(1) Ce terme couramment employé par les géologues britanniques dans le but de souligner l'opposition avec les séries pélitiques, n'est pratiquement pas usité dans la littérature géologique française. Il désigne les gneiss d'une séquence arénacée donc clairs et riches en éléments quartzo-feldspathiques et correspond souvent aux roches apppelées leptynites.

NE au SW, des Orcades au Loch Lochy, ce qui sera plus tard le Moray Firth et le Grand Glen. D'après Kennedy [244], le déplacement horizontal aurait surtout joué entre le Dévonien moyen et le Carbonifère et serait dû à un effort venu du Sud et dirigé contre une masse rigide orientée W-E, ce qui conduit à admettre ici un mouvement précurseur de l'orogénie hercynienne. C'est donc entre les mouvements calédoniens et hercyniens que s'élabore un trait majeur de la géographie nord-écossaise.

Cette coupure n'est pas artificielle car désormais les épisodes continentaux vont dominer toute l'histoire d'un pays pourtant intimement pénétré par la mer aujourd'hui. En effet, à quelques rares exceptions près, les sédiments primaires et secondaires qui subsistent sont minces et discontinus et montrent des faciès marginaux, ce qui laisse à penser que la limite d'érosion actuelle n'est sans doute pas très éloignée de la limite originelle de dépôt. Pourtant la répartition de ces roches sédimentaires est riche d'enseignements, car elle permet de retracer une paléogéographie qui, dès le Trias, esquisse les grands traits de la configuration présente. Il est significatif, par exemple, que le Trias supérieur non seulement pénètre dans l'emplacement du Glen More et du Moray Firth, mais dessine déjà l'autre branche du V actuel, c'est-à-dire le Minch et la mer des Hébrides (1). C'est donc la preuve d'un début de subsidence qui ne cessera de persister avec obstination jusqu'à l'Eogène au moins, malgré quelques épisodes de rémission comme ceux du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. A partir du Crétacé et sans doute un peu avant, la tendance négative du fossé ouest l'emporte sur celle du Moray Firth. Vers l'Eocène, elle s'exagère dans la mer des Hébrides pour aboutir en bordure à des éruptions volcaniques très puissantes dont les témoins actuels discontinus donnent une bien faible idée. La localisation des deux principaux centres éruptifs est d'ailleurs intéressante, car elle est à la fois tributaire des failles secondaires ou tertiaires d'orientation subméridienne et des cicatrices anciennes : pour Mull très probablement la faille du Grand Glen, pour Skye peut-être le charriage de Moine (quoique cet accident passe un peu en arrière). Si ce dispositif s'avérait exact les volcans matérialiseraient par leur emplacement l'intersection de deux lignes de faiblesse d'âge différent.

La règle de compensation isostatique approchée des volumes formulée par P. Fourmarier [148] peut s'appliquer avec fruit ici, car à la subsidence de la mer des Hébrides devrait correspondre logiquement un soulèvement des masses continentales voisines. C'est très probablement ce qui a dû se passer. En effet, il existe en Ecosse du Nord-Ouest un trait fondamental de la topographie actuelle qui malgré son évidence n'a guère été souligné jusqu'ici, à notre connaissance. C'est, un peu au S du 58e parallèle, la terminaison brusque des montagnes et des plateaux élevés par un long accident au regard nord et au tracé W-E assez régulier. Cette coupure transversale qui correspond d'ailleurs à un rétrécissement de la largeur des terres entre le Loch Broom et le Dornoch Firth et qui se poursuit dans les Hébrides externes au delà du Minch, est si nette qu'elle a été utilisée dans la division régionale morphologique (Chapitre III). Or il se trouve précisément que le volcanisme tertiaire ne dépasse pas en Ecosse cette latitude (*fig. 16*). Il est donc plausible d'admettre qu'au Sud de ce qu'on pourrait appeler une flexure, une tendance positive de la tectonique a dû accompagner, avec plus ou moins de retard, l'affaissement de la mer des Hébrides. Il importe toutefois de souligner, dès maintenant, que les accidents tertiaires — flexure transversale ou failles subméridiennes — sont relativement indépendants des directions calédoniennes. Autrement dit, un redécoupage suivant une nouvelle mosaïque s'est superposé à d'anciennes subdivisions. Ces observations rejoignent celles que fit E. Wegmann en Scandinavie puis au Grönland et qui l'amenèrent à noter que les blocs tectoniques n'étaient pas conservés dans leur unité spatiale au cours de l'histoire géologique [463 et 464].

Enfin, nous pouvons ajouter que la persistance de l'émersion pendant le Secondaire et surtout le Tertiaire pour la plus grande partie de la masse continentale, rend compte de l'importance d'une dénudation qui est responsable, par exemple du recul de 20 à 30 km des affleurements de Vieux-Grès-Rouge. Inutile de dire que dans ces conditions, la présence de plusieurs niveaux d'aplanissement ne constitue pas une surprise.

En définitive vers la seconde moitié du Tertiaire, l'image du relief actuel commence donc à se dégager et l'ébauche est devenue si ressemblante qu'il nous faudra déterminer plus loin la part des retouches ultérieures.

2. — LES SOCLES ET LES VIEUX ÉLÉMENTS DE COUVERTURE

a. Le socle lewisien

On englobe souvent sous le terme de « Gneiss de Lewis » tous les affleurements de roches métamorphiques ou cristallines d'âge archéen qui jalonnent l'avant-pays des Calédonides (*fig. 17*). En fait le faciès est assez varié par endroits et reflète parfois des différences d'âge. Il est donc préférable d'employer le terme de « Lewisien » dans une acception générale qui est celle d'Archéen.

(1) Comme nous le verrons plus loin Dearnley pense que cette grande coupure qui sépare les Hébrides externes du Mainland correspond à un accident de même type (décrochement latéral) et de même âge que celui du Grand Glen [118].

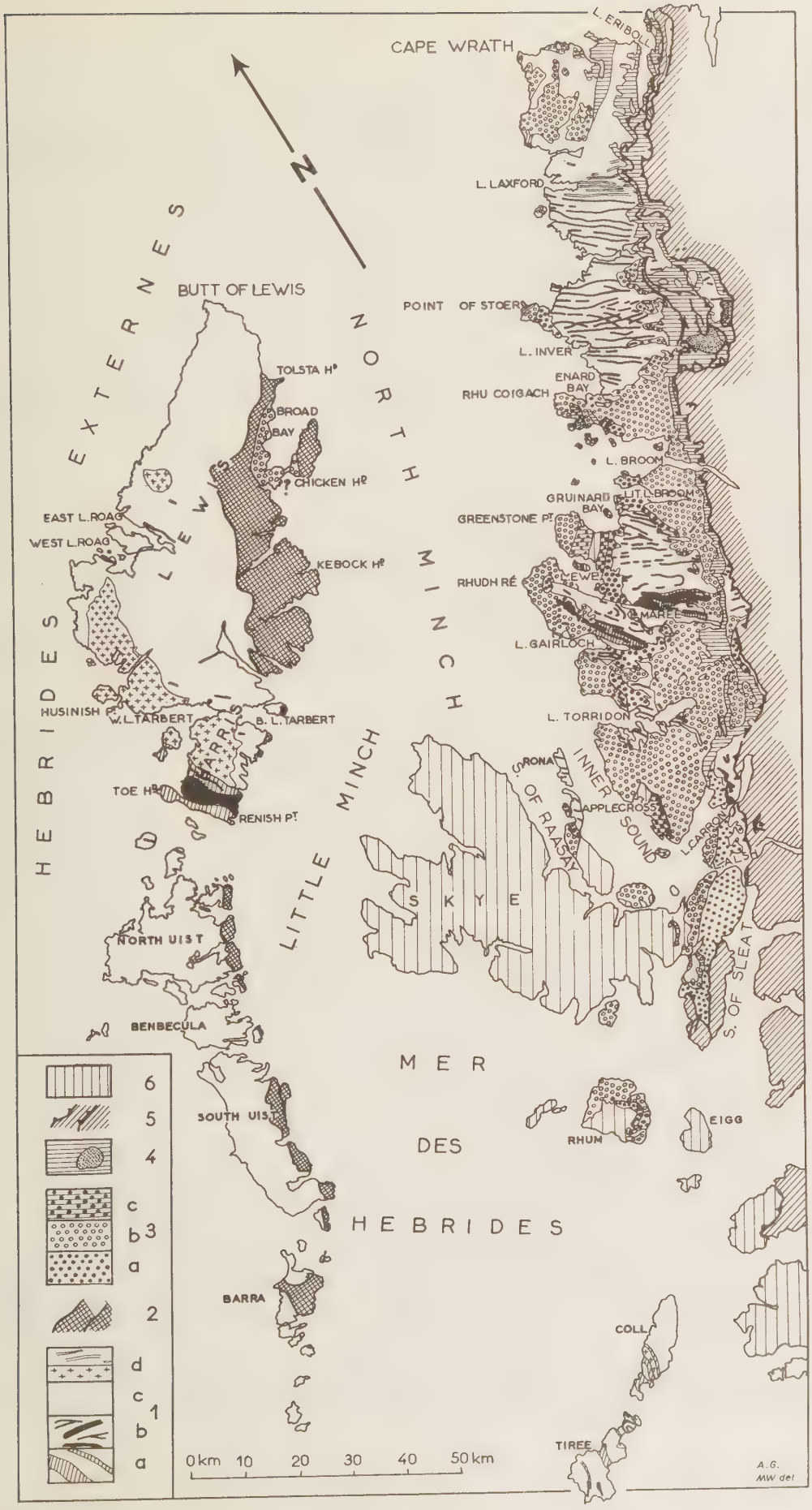


FIG. 17. — *Carte structurale de l'avant-pays : le socle et les vieux éléments de couverture.*
1 : socle lewisien, a : bandes de paragneiss, b : roches éruptives basiques anciennes, c : orthogneiss, d : intrusions acides précambriennes; 2 : fronts de charriage des Hébrides externes et roches broyées; 3 : Torridonien, a : Diabaig, b : Applecross et Torridonien non différencié, c : Aultbea; 4 : sédiments cambriens et intrusions acides tardives postcambriennes mais précalédoniennes; 5 : fronts de charriage calédoniens; à l'Est du charriage le plus oriental, celui de Moine, socle des calédonides charriées (en grande partie Moinien); 6 : autres roches postcalédoniennes (en grande partie sédiments secondaires et laves tertiaires).

Les roches.

Comme les chaînes lewisiennes furent réduites à l'état d'un bouclier homologue du bouclier fenno-scandien (dont il était probablement séparé avant l'orogénie calédonienne par une distance plus grande que celle d'aujourd'hui) le Lewisien apparaît donc, sous l'angle morphologique, comme un très vieux socle. Malgré son ancienneté, le socle lewisien ne peut pas être considéré comme homogène, car non seulement il a gardé les traces de toute une série de déformations tectoniques successives qui se traduisent indirectement dans le relief, mais le niveau actuel de la topographie n'est pas suffisamment profond pour avoir mis à jour des terrains uniquement cristallins. Plusieurs phases de métamorphisme n'ont pas réussi à effacer les contrastes de composition pétrographique et de faciès qui offrent à l'érosion différentielle un « potentiel » non négligeable. Ainsi, à côté d'un complexe fondamental d'orthogneiss qui forme la dominante et qui n'est d'ailleurs pas homogène, trouve-t-on des restes de sédiments anciens et des roches éruptives intrusives ou effusives.

L'*orthogneiss* typique se présente habituellement sous la forme d'une roche dont la couleur va du rose vif au gris foncé en passant par un gris-clair rosâtre. Le grain est moyen ou gros; le feuilletage généralement rudimentaire et grossier. Quartz et feldspaths prédominent largement. Ils sont accompagnés par un ou plusieurs éléments ferro-magnésiens : pyroxènes, hornblende et biotite suivant une distribution régionale bien mise en évidence par J. Horne [*in* Peach, Horne ..., 332]. Très caractéristique est la présence — grâce à la ségrégation des minéraux — de bandes alternées acides et claires d'une part, foncées et basiques d'autre part, qui rendent le feuilletage visible. C'est le cas des « Vieux gneiss » signalés par M. Kursten à South Uist où des bandes claires de 1 à 30 cm d'épaisseur, à grains fins remarquablement équidimensionnels (plagioclases, quartz, biotite) alternent avec des zones plus foncées à grains grossiers dans lesquels domine la hornblende [257]. Mais il existe aussi, fréquemment, dans la masse, des lentilles ou des amygdales basiques ou ultrabasiques qui peuvent, quand elles sont abondantes, former plus de la moitié du total et influer alors sur la résistance de la roche à la décomposition. Habituellement, les roches les plus basiques sont plus massives que les autres, mais il y a des exceptions. Ainsi, il devient impossible, quand l'orientation des minéraux n'est plus très visible, de distinguer sur le terrain, par exemple, les gneiss quartzo-feldspathiques des intrusions de granito-gneiss qui leur sont postérieures. Cette difficulté se rencontre surtout dans les Hébrides externes.

Dans diverses régions du socle lewisien, South Harris et les environs du Loch Maree en particulier, une structure rubannée a été reconnue. Elle correspond à des paragneiss, donc à d'anciens affleurements de *sédiments* incomplètement digérés par le métamorphisme. Ils sont peut-être plus anciens que le complexe fondamental, mais les relations sont assez compliquées. J. Horne signale ainsi qu'au N du Loch Maree les gneiss reposent par un charriage accompagné de mylonite sur les vieux sédiments. Trois faciès originels différents de sédimentation ont donné naissance aux types de paragneiss actuels : des sédiments calcaro-dolomitiques généralement peu importants et qui apparaissent sous forme de petits affleurements de marbres et de calcaires cristallins relativement résistants (ex. : South Harris); des sédiments arénacés de type psammitique qui donnent des gneiss granulitiques à quartz alignés et des quartzites; et enfin, en quantité à peu près égale, des sédiments argilo-siliceux de type pélitique qui se traduisent par des schistes à graphite noirâtres, des micaschistes brun foncé ou argent avec des grenats, comme ceux qui sont visibles dans les environs de Gairloch. Ces paragneiss alignés sont surtout remarquables dans la région comprise entre le Fionn Loch (au N du Loch Maree) et le Loch Gairloch où ils ont été étudiés dès la fin du siècle dernier [332]. On peut même retrouver ici d'anciens cœurs d'anticlinaux orientés NW-SE. Plus tard, Jehu et Craig ont analysé des exemples analogues et de même orientation dans la presqu'île de South Harris [236]. Dans le Nord de Lewis, des gneiss en dalles bien lités avec des alternances de lits clairs et foncés qui les apparentent aux gneiss moiniens, sont peut-être également d'origine sédimentaire. A Coll et à Tiree où l'alignement devient N-S, on retrouve ces paragneiss. Partout, la topographie littorale et continentale reflète bien l'existence de ces structures plissées à matériel hétérogène.

Un troisième facteur de différenciation lithologique est la présence dans le Lewisien de *roches éruptives* d'âge et de mise en place variés. Certaines sont si étroitement associées aux bandes de paragneiss qu'on a longtemps cru à l'existence de coulées de laves interstratifiées. C'est par exemple l'opinion de Jehu et Craig pour les labradorites et gabbrodiorites de South Harris, bien que des lits recoupent plusieurs membres du groupe des paragneiss. Davidson pense au contraire à des intrusions par sills et feuilles [116]. En tout cas, la question qui ne semble d'ailleurs pas tranchée pour les métagabbros (gabbrodiorites), n'a pas une très grande importance en morphologie. Le long du Loch Maree, d'épaisses venues d'amphibolites et d' « hornblende-schists » imbriquées dans les sédiments et plissées avec eux doivent sans doute être considérées comme des filons-couches et des feuilles intrusives métamorphisées.

D'autres roches éruptives correspondent à des dykes qui marquèrent les périodes de tension de la croûte associées à une diminution de la profondeur et donc placées entre les phases de métamorphisme. Aussi ces dykes recoupent-ils nettement le feuilletage. Plusieurs générations de composition pétrographique variée peu-

vent être distinguées : un groupe ultrabasique de péridotites et de gabbros à structure massive et d'orientation W-E; un groupe basique, très répandu, constitué essentiellement de dolérites et orienté NW-SE: et enfin un groupe acide de granites surtout abondant aux alentours du Loch Laxford où la roche est rose, à grain moyen, avec des cristaux de micas noirs. On trouve également des dykes et des sills de pegmatite à Harris. Les dykes ultrabasiques recoupent les dykes basiques et leur sont donc postérieurs. Quant à la phase acide, elle semble la plus tardive puisqu'elle s'accompagne de venues qui tranchent non seulement les gneiss mais les autres dykes. C'est à ce dernier épisode que doit être liée la mise en place de masses plutoniques bien représentées dans les Hébrides externes par de vastes affleurements de granito-gneiss. Quand le feuilletage existe, il est généralement parallèle à celui de l'orthogneiss environnant, ce qui rend malaisée toute distinction. Néanmoins, pour M. Kursten, les relations entre les deux types de roches sont claires : le « Vieux Gneiss » constituant les reliques d'un complexe plus ou moins digéré par le granito-gneiss. Ce dernier a souvent un grain moyen et une couleur rougeâtre. S'il est massif, il présente alors les apparences d'un granite à deux micas. A South Harris, il est intéressant de signaler que des essais de datation absolue par la méthode potassium-argon ont été pratiqués sur ces masses cristallines. Ils aboutissent à des résultats apparemment conformes à ceux trouvés en Scandinavie pour les roches du « Svecofennien » et au Canada pour les roches laurentiennes. Le Lewisien écossais apparaît donc bien comme un lien entre ces deux régions d'orogénie précambrienne [M. Kursten, 257].

Métamorphismes et tectonique.

A côté de l'hétérogénéïté lithologique, existent dans le Lewisien des plans de discontinuité et de faiblesse liés aux efforts tectoniques successifs et qui peuvent jouer encore dans le paysage actuel un rôle primordial. J. Sutton et J. Watson ont montré assez récemment que dans les régions du Loch Torridon et de Scourie, il était possible de prouver la présence de deux phases de métamorphisme, le Scourien et le Laxfordien, séparées par une période de soulèvement avec tensions et formation de dykes de dolérite [418]. Après le dépôt de sédiments siliceux détritiques et calcaires et quelques venues volcaniques effusives ou intrusives — l'ensemble constituant une série géosynclinale typique —, une intense pression orientée aboutit à une organisation NE-SW ou NNE-SSW des plissements et à un premier métamorphisme. A ce « drame » le plus ancien du Lewisien, correspond la formation d'une série charnockitique dont les restes sont visibles entre Gruinard Bay et Scourie. Le deuxième métamorphisme qui suivit la formation des dykes s'accompagne au contraire d'une organisation perpendiculaire ou presque, NW-SE, ce qui suppose une réorientation des efforts tectoniques après une longue période de soulèvement et sans doute de dénudation de la première chaîne. Bien entendu, la deuxième orogénie a laissé beaucoup plus de traces que la première. C'est elle qui explique le feuilletage ordinaire du gneiss suivant une direction NW-SE. Des roches du Scourien ont été reprises, plissées et parfois écrasées à tel point qu'elles prirent, le long de grandes lignes de broyage NW-SE ou WNW-ESE, l'aspect du silex. Les dykes basiques furent transformés en schistes à hornblende et amphibolites. C'est même cette transformation qui permet, avec le feuillage, de délimiter des zones « laxfordiennes » surtout bien représentées dans la région comprise entre Scourie et la côte nord. Les alentours du Loch Laxford font également partie de la même zone car ils sont lardés de nombreux dykes d'âge laxfordien.

Tout dernièrement l'utilisation des méthodes de datation absolue par le rubidium-strontium et accessoirement par le potassium-argon ont apporté une éclatante confirmation de l'existence de deux périodes majeures de métamorphisme dans le Lewisien [B. J. Giletti, S. Moorbath, et R. St John Lambert, 166]. Cependant il devient nécessaire, semble-t-il, de reconsidérer l'âge absolu des divers épisodes. Le plus ancien métamorphisme, le Scourien — homologue de celui que l'on trouve en Finlande et dans la péninsule de Kola —, doit être vieux d'au moins 2.460 millions d'années puisque cet âge est celui des pegmatites d'un stade tardif. Quant au métamorphisme laxfordien qui a affecté les métasédiments du NE du Loch Maree, il doit dater d'environ 1 500 à 1 600 millions d'années.

Il y aurait donc eu, entre les deux épisodes, un intervalle de temps d'au moins 800 millions d'années, pendant lequel auraient été mis en place les dykes de dolérite. Ces derniers, toutefois, ne sont pas datés.

Aux Hébrides Externes dans South Uist et South Harris, M. Kursten a été le premier à retrouver les traces de deux périodes de métamorphisme qu'il est sans doute possible de synchroniser avec celles du Mainland. Après le dépôt des sédiments qui constitueront plus tard les paragneiss, une intense activité ignée permet la mise en place de roches pour la plupart basiques. Elle est suivie par le premier métamorphisme régional. La seconde période orogénique s'accompagne de plis orientés NW-SE, d'importantes intrusions de granito-gneiss d'âge équivalent au Laurentien et, plus tardivement, de dykes et filons de pegmatite [257].

En comparant systématiquement la structure du Lewisien dans les Hébrides externes et sur le Mainland, R. Dearnley a reconnu plus récemment, de part et d'autre du Minch de profondes analogies qui lui permettent d'affirmer que trois périodes de plissement et de métamorphisme, et non deux, se sont succédé dans les deux régions [118]. Les phases se reconstituent particulièrement bien dans South Harris [119]. 1) La plus ancienne a laissé des traces de métamorphisme dans la partie centrale des Hébrides externes et notamment dans les très vieilles séries sédimentaires (transformées en paragneiss) ou éruptives basiques (transformées en charnockites

et en gneiss à pyroxène) qui bordent le Sound of Harris. Elle correspond au « Scourien » du Mainland. 2) Après la mise en place d'un puissant cortège non-orogénique de roches ignées, comprenant des sills et des dykes basiques et toute une succession d'intrusions visible à South Harris (roches ultrabasiques, gabbros, anorthosites, tonalites, trondjhemites et quartz), une seconde période orogénique a affecté tout ce matériel. A ce deuxième métamorphisme qui date du début du Laxfordien, sont associés des plissements d'orientation NW-SE. 3) Enfin, une troisième phase de transformation a suivi au Laxfordien. Elle est accompagnée de plissements à axe NE-SW et de grands complexes d'injection granitiques bordés de migmatites.

Bien qu'aux Hébrides externes affleurent des niveaux plus profonds que sur le Mainland, il y aurait pour Dearnley, trois zones structurales disposées du N au S dans le même ordre sur chacun des côtés du Minch. Elles se feraient face mais avec un décalage important en latitude.

Sur le Mainland, le Lewisien présente le plus souvent un feuilletage isoclinal qui retentit dans l'allure dissymétrique des collines rocheuses. La valeur du pendage varie mais généralement la direction est assez constante : SW dans la partie située au N du Loch Broom, NE dans la partie sud. Tout se passe donc comme si dans la région du Loch Broom était localisé l'axe d'un grand synclinorium. Dans les îles Hébrides, les pendages sont beaucoup plus variables : à Tiree, les bancs sont redressés à la verticale; à Coll, à Barra et à Benbecula, ils sont généralement inclinés vers le NE ou l'ENE; à North Uist, ils sont subhorizontaux; un peu plus au N au contraire, on retrouve des couches subverticales de paragneiss à Harris. Quant à Lewis, elle possède non seulement des gneiss dominants, d'orientation NW-SE, où les pendages sont nord-est, sud-ouest et par endroits subverticaux, mais encore des directions perpendiculaires peut-être plus anciennes [J. Wilson-Dougal, 476].

En outre, les choses sont compliquées dans les Hébrides externes par la présence de grandes zones de broyage associées à des charriages dont l'âge n'a pas encore été déterminé avec précision. Jehu et Craig les ont bien décrits dans South Uist en particulier : deux bandes de brèche tectonique et de mylonite faiblement inclinées vers l'Est jalonnent deux charriages qui permettent à des masses de gneiss écrasé et broyé de recouvrir le gneiss normal plus à l'Ouest [234 et 235]. La faible inclinaison explique le tracé sinueux qui suit les irrégularités du terrain. Ces zones de roches broyées et charriées se retrouvent d'ailleurs dans les autres îles de l'archipel, le long de la côte ouest du Minch où elles forment trois grands arcs de cercle inégaux qui se recoupent. Le plus grand qui est au centre épouse le dessin général arqué des côtes depuis South Harris jusqu'à South Uist (1). Mais faut-il voir dans ces charriages les restes de déplacements prétorridoniens ou au contraire les associer à la tectonique calédonienne visible sur le continent ? Au moins implicitement, la première hypothèse a été communément admise.

Si les dépôts conglomératiques de couverture qui subsistent dans la région de Stornoway sont torridoniens (voir un peu plus loin la discussion), l'âge des accidents remonte obligatoirement à une période antérieure. Mais Kursten fait remarquer que les nappes de charriage sont plus récentes que le métamorphisme du Lewisien et qu'elles doivent être mises en corrélation avec l'orogénie calédonienne [257]. Le style tectonique très cassant est en accord avec la position dans l'avant-pays. Comme pour le charriage de Moine, avec lequel il y a d'ailleurs un grossier parallélisme, des mylonites ont été formées avant les déplacements puisqu'elles sont cisaillées. Ce trait caractéristique de la bordure nord-ouest des Calédonides en Ecosse, peut correspondre à deux systèmes tectoniques appartenant à la même orogénie. Quoiqu'il en soit, l'auteur en bonne logique est obligé de rajeunir la date de formation des conglomérats de Stornoway : il leur attribue un âge dévonien (Vieux-Grès-Rouge) douteux.

Au total, le Lewisien, tant par sa lithologie variée que par les marques successives des épisodes tectoniques qui s'y sont inscrites, apparaît beaucoup moins homogène qu'on aurait pu le penser tout d'abord. Une période sans doute fort longue d'émersion et d'érosion a réussi néanmoins à venir à bout des chaînes lewisiennes en effaçant momentanément certains contrastes structuraux. Les produits de cette destruction se retrouvent sous la forme des grès et conglomérats torridoniens. Cette coupure qui correspond au plan de discordance de la couverture précambrienne sur le socle, est fondamentale en morphologie car des portions du paysage actuel dérivent plus ou moins directement de cette vieille topographie infratorridonienne dont les caractères et le rôle seront analysés plus loin.

b. **La couverture d'avant-pays** (*fig. 17*)

La couverture qui repose sur le socle lewisien comprend deux groupes sédimentaires différents par leur âge, leurs conditions de dépôt, leur faciès et même leur pendage puisqu'une discordance angulaire très nette les sépare. A la base, ce sont les épaisses couches détritiques rougeâtres ou plutôt brun-rouge du Torridonien, le plus vieux grès connu en Grande-Bretagne; au-dessus ce sont les strates plus variées (quartzites, shales, calcaires) du Cambrien ou plus probablement du Cambro-Ordovicien.

(1) Ce dispositif laisse à penser que les failles tertiaires, responsables du tracé de la côte, ont imposé les limites actuelles d'affleurements tout en restant fidèles en gros au canevas ancien.

Le Torridonien.

Le Torridonien est l'équivalent d'une molasse ancienne puisqu'il représente le produit de l'active érosion d'une région montagneuse en voie de stabilisation. Aussi le matériel, directement dérivé du socle lewisien, comble-t-il les inégalités parfois importantes d'une topographie qui est enfouie peu à peu sous ses propres débris. Le caractère irrégulier de la topographie infratorridonienne, par endroits, rend son exhumation d'autant plus aléatoire que la couverture est restée étroitement solidaire d'un socle avec lequel elle ne présente pas toujours de grandes différences de dureté.

Compte tenu d'une position stratigraphique sous le Cambrien, reconnaissable dans un avant-pays qui a échappé aux mouvements calédoniens, on peut dire du Torridonien qu'il est précambrien. Mais la *datation* ne peut guère être plus précise puisqu'il s'agit d'une formation pratiquement azoïque ou du moins sans fossiles déterminables. Peut-on établir une corrélation d'âge avec des sédiments analogues de Scandinavie par exemple ? Pour le moment, il n'y a aucune certitude dans ce domaine. Le plus souvent le Torridonien a été comparé au Jotnien scandinave, grès continental assez épais, formé peut-être dans des conditions semi-arides et reposant sur une topographie inégale faite de bosses et de creux dont le façonnement fut plus ou moins contemporain des dépôts détritiques. En fait, les différences ne manquent pas; elles ont été soulignées par O. Holtedahl qui note que le Jotnien, plus engagé dans la zone tectonique calédonienne, a eu une activité volcanique et des plissements que ne connaissait pas le Torridonien. En outre, la lithologie du Jotnien plus monotone est également plus riche en calcaire. Si l'on veut retrouver en Scandinavie l'équivalent de la belle discordance qui sépare Torridonien et Cambrien, il faut aller au Varangerfjord et regarder à l'intérieur de la série éocambrienne (Sparagmitien) : les couches à tillites glaciaires recoupent en discordance les dolomies et les « vieilles séries gréseuses ». On pourrait alors, comme le fait O. Holtedahl et comme le remarque plus tard G. Choubert, paralléliser le Torridonien avec le Sparagmitien inférieur (pré-tillite) [220 et 93]. Les deux formations ont d'ailleurs bien des points de ressemblance. Ainsi serait-on conduit à envisager un âge algonkien supérieur, ce qui pourrait fort bien cadrer avec ce qu'on sait de l'âge absolu de certaines intrusions tardives du Lewisien (voir plus haut). L'intervalle de temps est néanmoins considérable, 300 millions d'années environ, et permet de se faire une idée de l'ampleur de la glyptogenèse infratorridonienne et torridonienne.

Les affleurements actuels de Torridonien, qui constituent les résidus d'une couverture épaisse probablement continue, sont limités à la partie nord-ouest de l'Ecosse depuis Islay au Sud jusqu'au Cap Wrath au Nord; mais en fait, les 9/10 sont compris dans la bande allongée du NNE au SSW qui va de la péninsule de Sleat (Skye) au Cap Wrath. La limite orientale est formée par le Cambrien ou par les charriages calédoniens. Suivant les régions, l'importance de la dénudation est assez variable : tantôt la couverture a presqu'entièrement disparu, entre le Loch Inchard et Enard Bay par exemple; tantôt elle recouvre tout le socle ou presque, comme dans le Coigach. Une corrélation simple existe d'ailleurs avec la largeur de l'affleurement des zones de charriages en arrière : alors qu'en Assynt, à l'Est d'un socle bien dégagé, les terrains charriés sont visibles sur près de 11 km par endroits, plus au Sud, à côté d'un avant-pays qui a gardé sa couverture gréseuse, la largeur se réduit à 1 km environ.

Doit-on considérer l'affleurement de grès de la région de Stornoway comme torridonien ? Les avis sont partagés et le problème reste ouvert. Stevens pensait autrefois qu'il s'agissait de Trias [414] mais c'est assez peu probable, car l'épaisseur serait tout à fait inhabituelle dans cette partie de l'Ecosse. Jehu et Craig ont étudié de plus près ce conglomérat brun-rouge conservé, grâce à des failles, sur une épaisseur qui doit dépasser 2 500 m. Malgré une origine purement locale du matériel et une cimentation assez peu poussée, ils concluent à une formation continentale d'âge torridonien [237]. Steavenson est du même avis et le rattache au groupe inférieur (Diabaig), malgré un faciès différent de celui du continent. Le conglomérat de la péninsule de Stoer, de l'autre côté du Minch, serait un faciès de transition, prolongement aminci de la formation de Stornoway [411]. Telle n'est pas l'opinion de Kursten qui pense au contraire à un âge dévonien car le faciès rappellerait celui du Vieux-Grès-Rouge et l'épaisseur serait plus en rapport avec ce que l'on observe d'habitude au Dévonien qu'au Permo-Trias [257]. En l'absence de fossiles, une statistique des pendages pourrait peut-être rendre quelques services, mais l'affleurement, assez particulier, correspond à un graben. Il faut reconnaître que si la formation est nettement plus épaisse que ne le sont les éléments torridoniens de la terre ferme à la même latitude, elle se trouve tout à fait isolée par rapport au domaine du Vieux-Grès-Rouge axé sur la Mer du Nord (bassin orcadien).

En général, le Torridonien est formé de grès feldspathiques et d'arkoses avec quelques lits de poudingues ou de brèches intercalés, surtout à la base. La cimentation est souvent assez forte au point que, par endroits, le conglomérat est aussi résistant que le socle sous-jacent dont il dérive. Aussi est-il parfois très difficile de détacher les galets de la matrice, pour en mesurer l'émoussé par exemple. Vers le milieu et le sommet de la formation, la granulométrie devient plus fine et certains faciès pélitiques, argileux et même calcaires peuvent

s'y observer. Est-ce l'indice d'un dépôt en eau plus profonde ? Toujours est-il que pour la partie supérieure de la formation le calibre tend à diminuer vers le Sud, dans des régions où l'*épaisseur* s'accroît précisément beaucoup.

Si l'on fait abstraction pour le moment des subdivisions qui peuvent exister à l'intérieur du Torridonien, on constate un accroissement très net d'*ensemble* de l'épaisseur totale de la formation vers le Sud :

Epaisseurs moyennes approximatives du Torridonien (m)								
NNE	Cap Wrath	Quinag	Coigach est	Gairloch	Applecross	Sleat (Skye)	Rhum	SSW
	400	550	2 000	2 150	2 500	3 750	4 300	

Bien entendu, vu les irrégularités de la surface de base, les épaisseurs peuvent varier beaucoup sur des distances faibles et il était nécessaire de prendre les valeurs moyennes pour avoir une idée d'ensemble. Encore conviendrait-il d'ajouter la tranche plus ou moins importante enlevée par érosion si l'on voulait obtenir l'épaisseur originelle du dépôt, car souvent les étages supérieurs ont disparu partiellement ou complètement. A Skye par exemple, il y a eu probablement beaucoup plus de 3 700 m de sédiments, car ni la base ni le sommet de la couverture ne sont visibles. En tout cas, l'ampleur de la sédimentation qui augmente vers le SSW — de manière irrégulière d'ailleurs et avec une série de grandes ondulations —, est directement fonction de l'enfoncement du socle dans cette direction. C'est dire que la partie Nord a été la dernière recouverte par les formations détritiques. Les différences stratigraphiques nous aideront à préciser ce phénomène.

Dans le sens transversal, il semble qu'il y ait un épaississement à la fois vers l'Est et vers l'Ouest, bien que la présence des charriages postcambriens à l'Est et l'ennoiement sous la mer à l'Ouest rendent souvent les observations difficiles. A titre d'exemple, on peut comparer au Quinag la péninsule de Stoer, située à peu près à la même latitude mais à une vingtaine de kilomètres plus à l'Ouest : le premier n'a que 550 m de Torridonien en moyenne, tandis que Stoer en a plus de 1 600 m. Avec une telle augmentation, les 2 500 m des couches de Stornoway, à 55 km à l'Ouest, n'ont plus rien d'invraisemblable.

Cette répartition des épaisseurs implique une subsidence prolongée le long d'un axe correspondant en gros à la partie est du Minch actuel. Le prolongement vers le S ou le SSW reste conjectural car, au-delà du jalon de l'île de Rhum où le Torridonien dépasse probablement 4 200 m, il n'y a plus guère qu'Islay et Colonsay à posséder cette formation sur 1 500 m environ. Or ces deux îles ont dû subir, du fait du décrochement latéral du Grand Glen, un déplacement relatif vers le NE assez considérable [Kennedy, 244], ce qui rend vaine toute tentative de raccordement des affleurements actuels. Le maximum de subsidence devrait logiquement se situer vers Rhum ou entre Sleat et Rhum, le Nord évoquant plutôt l'idée d'une zone marginale. Mais en fait, il y eut au cours du Torridonien des déplacements de la région de subsidence principale que traduisent les épaisseurs des différentes subdivisions de la formation. Suivant les faciès dominants, on peut y distinguer *trois groupes* inégaux dont les noms sont empruntés à la toponymie locale :

3 — Groupe d'Aultbea
2 — Groupe d'Applecross
1 — Groupe de Diabaig

Les conglomérats et brèches de base du Torridonien ne sont pas partout du même âge car au Nord par exemple, ils dépendent du groupe d'Applecross alors qu'au centre et au Sud ils appartiennent au groupe de Diabaig. On peut donc les considérer comme des formations basales obliques par rapport au deux premiers groupes. Il y a d'ailleurs de multiples discontinuités et de grandes variations d'épaisseur dans ces poudingues bien cimentés, ce qui s'accorde avec le caractère accidenté de la surface de base [A. Godard, 170]. Le matériel est le plus souvent directement dérivé du socle local : ainsi en bordure du Loch Maree, ce sont des gneiss à hornblende transportés sur moins de 5 km qui rentrent dans la composition du conglomérat. Mais il arrive aussi, et plus particulièrement dans les poudingues les mieux roulés de la subdivision Applecross, qu'une filiation directe avec le gneiss local soit impossible à établir, car les galets proviennent de formations ignées, sédimentaires ou métamorphiques inconnues dans la région. Dans ce cas, le ciment est également d'origine étrangère, ainsi qu'en témoigne la présence commune de certains minéraux pourtant mal représentés dans le socle avoisinant (ex. microcline) [Phemister, 344]. Il faut donc bien admettre parfois un transport sur plus longue distance qui peut se refléter dans un émoussé plus fort des galets.

Dans les sédiments de Diabaig, on trouve d'ordinaire au-dessus des conglomérats de base, des shales sableux gris-foncé comprenant parfois quelques lentilles calcaires, et vers le sommet des grès fins arkosiques rouge-foncé.

L'ensemble est moins consolidé que le groupe d'Applecross et peut quelquefois jouer le rôle de roche relativement tendre par rapport au grès sus-jacents et surtout par rapport au socle. A Skye et à Rhum, où ce

groupe atteint une grande épaisseur, ce sont des arkoses grises qui dominent. Tout récemment, G. P. Black et W. Welsh ont montré par des recherches stratigraphiques qui s'appuient sur des critères précis comme la taille et l'hétérométrie des grains, le classement des matériaux, l'importance de certains feldspaths, etc., qu'une bonne partie du Torridonien de Rhum appartenait au groupe de Diabaig et qu'une corrélation simple était possible avec les formations voisines de Skye [56]. Cette nouvelle corrélation remet en cause les correspondances stratigraphiques proposées par Bailey qui conduisaient à admettre entre Sleat et Rhum à la fois une variation brusque d'épaisseur et des contrastes lithologiques considérables. Dans le tableau suivant établi d'après les données de Black et Welsh, les variations géographiques de l'épaisseur du groupe de Diabaig du SSW au NNE apparaissent progressives et assez harmonieuses :

Epaisseurs en mètres du groupe Diabaig							
NNE	Gairloch	Diabaig	Raasay	Lochalsh	Skye (Sleat)	Rhum	SSW
	150	210	340	1400-1500	2 200	2 600	

Il s'en dégage l'image d'un grand coin qui s'épaissit vers le SSW. Ajoutons qu'un accroissement progressif de la taille des grains s'observe dans la même direction, ce qui laisse à penser que l'origine principale des débris devait se situer quelque part vers le Sud-Ouest. Or Sutton et Watson ont justement reconstitué, grâce aux paléocourants des grès non déformés de la côte est de Skye, des transports dont l'orientation était comprise entre SW-NE et W-E.

Dans la région de Stornoway, les grès et conglomérats ont également un faciès de plus en plus grossier vers le Sud et Jehu et Craig en déduisent que les lits ont été déposés dans une topographie où les altitudes les plus fortes étaient au Sud, c'est-à-dire en bordure de plaines s'ouvrant vers le Nord. Mais il reste à préciser ici l'âge de ces formations que Steavenson est encore seul à rattacher à la partie inférieure du Torridonien.

Toujours est-il que vers le Nord, sur le Mainland, le groupe de Diabaig finit par disparaître : les traces manquent au-delà de Stoer. Il y a tout lieu de penser que les sédiments ne se sont pas déposés ou bien qu'ils ont été enlevés avant le dépôt du groupe suivant. Autrement dit à cette époque, le Nord devait constituer un bouclier peu élevé.

Avec le groupe Applecross apparaît une puissante sédimentation relativement grossière surmontant un socle qui comporte encore de fortes dénivellations. Les arkoses brun-rouge dominent largement mais à la base subsistent des brèches et des poudingues. Les shales sont plus rares. Aussi, le sédiment en général très cohérent et assez résistant dans son ensemble donne naissance à de vigoureux reliefs. Les épaisseurs maximales se situent cette fois vers Applecross (plus de 2 000 m) et le groupe moyen s'amincit à la fois vers le Nord (2 000 m vers Gairloch, 1 800 m dans le Coigach et 300 m au Cap Wrath), et vers le Sud (1 500 m à Skye et à peine davantage à Rhum), ce qui semble indiquer un déplacement de la zone principale de subsidence en direction du Nord. Bien que recouverte cette fois, la région située au Nord du Loch Cairnbawn continue de rester marginale.

Il est significatif que la taille des grains, au lieu d'augmenter vers le Sud comme dans le groupe précédent ait plutôt tendance cette fois à diminuer vers Skye et Rhum. La source des sédiments du groupe d'Applecross a probablement été différente de celle du groupe de Diabaig, ce que corrobore le changement de nature des minéraux lourds.

Quant au groupe supérieur (Aultbea), il est nettement plus localisé, partiellement en raison de la dénudation ultérieure. Le faciès est plus fin que dans le groupe moyen — sans doute parce que le relief environnant a perdu de sa vigueur —, et aux grès bien lités en dalles s'ajoutent des shales sombres et même de minces bancs calcaires. Le maximum d'épaisseur se situe vers la presqu'île de Coigach ou entre cette dernière et le Loch Ewe, c'est-à-dire encore plus au Nord que lors des précédents épisodes. En effet, à Stoer, le groupe supérieur n'a guère que 850 m d'épaisseur, et à Applecross, 350 m. La région de sédimentation principale a donc pu continuer sa migration vers le Nord mais il faut toutefois se garder de conclure trop hâtivement car des volumes importants de ce groupe stratigraphiquement supérieur ont pu être enlevés par érosion. Dans l'ensemble, il n'est cependant pas déraisonnable d'admettre qu'au cours du Torridonien, la région de subsidence principale ait migré vers le Nord en même temps que pivotait la flexure continentale ou intracontinentale séparant les zones en saillie des bassins de sédimentation. Tout au long de ces épisodes, l'extrême-Nord et peut-être les Hébrides externes sont restés des secteurs marginaux à couverture mince qui dominaient une fosse de sédimentation allongée du NNE au SSW et située sur l'emplacement actuel de la partie orientale du Minch et de la mer des Hébrides.

En dehors de quelques vestiges organiques méconnaissables, le Torridonien est dépourvu de fossiles ou de traces paléontologiques qui pourraient non seulement permettre sa datation mais aider à comprendre sa formation. On peut toutefois essayer de reconstituer *les conditions de dépôt* de ce sédiment grâce à de multiples indices. Parmi ceux-ci, une place de choix doit être réservée à la surface de base dont les caractères seront

décrits en détail plus loin. Aussi est-il préférable de réserver pour plus tard l'analyse des conglomérats et brèches de base qui peut être un utile élément dans la discussion. Pour le moment, contentons-nous de faire le point des connaissances acquises dans le domaine de la sédimentologie du Torridonien. Dès la fin du siècle dernier, A. Penck faisait remarquer les difficultés qu'il y a d'admettre une origine marine pour les sédiments torridoniens, vu l'absence d'accumulations de type deltaïque (ce qui n'est pas un argument suffisant) et de marques caractéristiques de l'action des vagues, vu surtout l'insuffisante usure des éléments grossiers [342]. Malgré la présence, par endroits d'énormes blocs, il excluait aussi une action glaciaire car il n'y a pas la moindre strie ou le moindre reste de polissage. Finalement, il retenait pour les brèches une origine analogue à celle des éboulis montagneux au pied de versants raides. La disposition des éléments du Slioch rappellerait même celle d'un éboulis du genre de ceux qu'on peut observer dans la presqu'île de Sinaï; d'où l'idée d'un ennoyage des montagnes sous leurs propres débris, comme dans régions arides. Pour la grande masse des grès, Penck n'envisageait pas une formation fluviatile car, disait-il, les épaisseurs sont énormes et sans intercalations d'argiles (ce qui est inexact, dans les groupes supérieur et inférieur tout au moins). Finalement, en tenant compte de la forme arrondie des grains et de la texture relativement lâche, l'auteur admettait le façonnement éolien des sables et concluait à l'existence d'un dépôt effectué dans l'ensemble sous climat sec. Il est certain que l'irrégularité de la topographie infra-torridonienne ainsi que le caractère grossier et mal roulé des éléments de base font immédiatement penser à une origine continentale. Hinxman notait que la sédimentation avait dû se faire en eau peu profonde en s'acocmpagnant d'une subsidence lente. La fraîcheur des fedspaths n'étant guère compatible avec une désagrégation chimique poussée, il pensait à un climat à intenses actions mécaniques et suggérait le climat froid accompagné de grandes crues [*in* Peach, Horne, ..., 332]. Quelques blocs erratiques ont bien été signalés, mais jamais ils n'ont été authentifiés de manière irréfutable. De plus, si l'on étudie de près la carte publiée en 1956 par E. Irving sur les variations du pôle géographique de l'hémisphère nord d'après les mesures paléomagnétiques faites en Angleterre et en Islande [231], on s'aperçoit que, le pôle ayant une position très différente de celle d'aujourd'hui, l'Ecosse devait être située à une latitude analogue à celle du N de la ceinture aride au Torridonien supérieur et à une latitude plus proche de l'Equateur au Torridonien inférieur et au Dévonien. Il faudrait donc s'orienter vers les systèmes morpho-climatiques des déserts chauds. De toute façon, le caractère aride ne semble pas faire de doute et d'ailleurs des cailloux éolisés ont signalés depuis longtemps. Très récemment, J. Sutton et J. Watson ont analysé minutieusement les caractères de la sédimentation à la base du groupe Diabaig dans les grès à épidote de Skye [422]. Dans ces sédiments mal classés formés de grains hétérométriques ,les auteurs signalent de beaux exemples de stratification entrecroisée qui reflètent un dépôt du genre de ceux que l'on observe dans les rvières tressées actuelles (braided rivers). Les grains les plus fins sont dans les chenaux les plus étroits, ce qui est l'indice d'un courant accentuant les rigoles des plus profondes. Cette remarque est tout à fait conforme aux observations faites dans les pays semi-arides où la dissection peut prendre naissance de cette façon. Sutton et Watson décrivent aussi d'épaisses lentiles de matériaux grossiers sans litage au milieu de grès fins argileux. On peut les interpréter comme des dépôts faits en masse par des courants violents du genre sheet-flood. Enfin, il est fait mention de sédiments pélitiques fins correspondant sans doute à des accumulations en eau calme dans des larges cuvettes qui devaient rappeler les « playas ». Ainsi les analogies avec les pays de climat semi-aride ne manquent pas, mais il faut toujours avoir présent à l'esprit que le mot « semi-aride » est pris à défaut de terme plus adéquat, car en fait, les déserts de cette époque reculée devaient être purement biologiques et au demeurant fort arrosés. Même si les transports se faisaient sur une distance horizontale limitée — et ce n'était d'ailleurs pas toujours le cas —, le travail effectué par l'eau restait considérable, contrairement à ce que pensait Penck. En outre, pour expliquer une épaisseur de sédimentation de plusieurs milliers de mètres, il faut bien faire appel à une importante subsidence qui n'est pas forcément intracontinentale en totalité. Compte tenu de la durée de la période, le taux d'accumulation reste néanmoins assez modeste.

En bref, le Torridonien constitue une formation essentiellement continentale de type semi-aride. De brefs épisodes lacustres ou marins, dont pourraient témoigner les quelques bancs calcaires intercalés au sommet et à la base, ne sont toutefois pas exclus.

Le Cambrien.

A l'Ouest de la zone des charriages calédoniens, les bancs torridoniens sont presque toujours subhorizontaux ou faiblement inclinés. On serait donc tenté d'admettre que le grès solidaire du Lewisien est resté dans une position quasi originelle. En fait, cette hypothèse est insoutenable car le Torridonien est recouvert en discordance angulaire parfaitement nette par les couches cambrienne plus inclinées que lui. Il faut supposer qu'avant le dépôt du Cambrien, le socle et sa couverture ont subi des déformations d'un style ample. [A. Godard, 170, *fig.* 7, p. 152]. Il y a bien quelques ondulations lourdes dans les régions de sédimentation plus épaisse, où la couverture a pu manifester une certaine indépendance vis-à-vis du socle : c'est le cas de l'anticlinal qui joint le Loch Maree à la tête du Loch Torridon, mais cela reste exceptionnel. Dans l'ensemble, les seules déformations ont été des bombements à très grand rayon de courbure accompagnés ou non de failles. Ces mou-

vements ont permis une dénudation considérable du socle par endroits, et par conséquent le dépôt direct du Cambrien sur le Lewisien dans toute la région comprise entre le Loch Eriboll et le Loch Cairnbawn. La tendance positive qui caractérisait cette zone septentrionale au Torridonien n'a donc fait que se poursuivre. La surface de base du Cambrien est un plan d'une étonnante régularité, réalisé à la fois aux dépens de la topographie infratorridonienne et des grès qui la surmontent. Cet aplanissement poussé a peut-être été parachevé par l'action d'abrasion des mers cambriennes. On retrouve donc ici, point par point, les caractères de formes et de genèse de la pénéplaine précambrienne scandinave qui est considérée comme polygénique par endroits. Mais en Ecosse, le plan de base du Cambrien est actuellement incliné suivant un angle de 10 à 15° vers l'ESE, ce qui implique un basculement postérieur rétablissant parfois le Torridonien dans une position subhorizontale. On peut interpréter ce mouvement comme une déformation marginale et précoce du géosynclinal calédonien dont l'axe se situait plus au SE. En tout cas, les relations sont très claires quand une coupe naturelle est donnée par une vallée d'orientation NW-SE : c'est par exemple ce qui est réalisé sur le flanc sud-ouest du Ben Arkle (photo 4) ou du Canisp. Le plan de discordance très régulier qui permet aux quartzites de la base du Cambrien de recouper lit par lit le Torridonien pour finalement reposer sur le socle, suggère une origine marine. Nulle part il n'y a interpénétration entre les deux groupes de terrain, mais au contact du Cambrien, les grès torridoniens peuvent être blanchis en raison de la kaolinisation des feldspaths. Souvent, un mince conglomérat (30 cm à 3 m) jalonne la discordance. Il est formé essentiellement de galets de quartz, quartzite ou feldspaths et peut représenter un ancien dépôt marin sur une plate-forme d'abrasion. Malheureusement les fossiles manquent : les restes d'organismes benthiques ne commencent qu'un peu plus haut dans la stratifigraphie.

Malgré l'extension limitée des affleurements cambriens, en raison de l'érosion à l'Ouest et du recouvrement par les nappes calédoniennes à l'Est ,il est nécessaire d'admettre une sédimentation assez étendue. D'abord parce que dans le sens N-S, une longue bande s'étire sur plus de 150 km, et ensuite parce que transversalement le jeu des failles a préservé de l'érosion quelques compartiments qui servent de témoins. A Skye, les déplacements liés aux charriages post-cambriens rendent toute interprétation difficile, mais un bon exemple est fourni par la petite étendue de quartzite qui subsiste dans la péninsule de Coigach à plus de 15 km à l'Ouest de l'affleurement principal. Sa position occidentale dans la zone d'avant-pays est sans équivalent et comme elle correspond — rappelons-le —, à la région de subsidence de la fin du Torridonien (Aultbea), il est logique de conclure qu'au moins au début du Cambrien, la sédimentation a été tributaire des déformations torridoniennes et s'est étendue vers le 58e parallèle jusqu'à l'emplacement du Minch actuel. Dans le sens longitudinal, il y a continuité et une uniformité remarquables des couches cambriennes, malgré des épaisseurs faibles et qui varient peu. Au début toutefois existe encore un certain épaississement vers Skye et le Sud qui rappelle la paléogéographie torridonienne. Bien entendu, nous ignorons tout de l'extension vers l'Est, mais il est plausible d'admettre, comme le fit B. N. Peach, un approfondissement des mers vers l'Est ou le Sud-Est, ce qui conduit à considérer les restes actuels comme les vestiges d'une sédimentation de type littoral en eau peu profonde.

L'épaisseur totale du Cambrien ne dépasse pas 600 à 700 m, ce qui est peu pour une période ayant duré probablement plus de 100 millions d'années. Nous sommes donc assez éloignés de l'axe du géosynclinal qui atteindra plus tard, au Silurien, son plein développement. Mais l'enfoncement s'accentue néanmoins déjà au cours du Cambrien, comme le montre la répartition stratigraphique des faciès :

A la base, nous trouvons 120 à 150 m de séries arénacées transformées en quartzites. Ces roches d'un blanc éclatant qui contraste avec le rouge-brun du Torridonien et le gris du socle, jouent un rôle morphologique considérable en raison d'une résistance qui empêche d'ailleurs toute exhumation un peu poussée de la surface infracambrienne. Les quartzites inférieurs d'épaisseur remarquablement constante (45-60 m) présentent, au-dessus d'un mince conglomérat, une stratification oblique qui peut être l'indice d'une accumulation en eau peu profonde par de forts courants, donc de type littoral. Les quartzites qui suivent, sur 75-90 m, montrent que la sédimentation n'a guère varié pendant la plus grande partie du Cambrien inférieur (Géorgien). Ils sont caractérisés par leur grain fin, par une structure qui peut être massive ou en dalles, et par la présence de trous cylindriques verticaux dus au creusement d'organismes animaux vivant dans le sable et qui leur a valu le nom de «pipe-rock ». Leur résistance est parfois un peu moins grande que celle des quartzites de base.

Un changement apparaît toutefois plus haut dans des couches qui appartiennent encore au Cambrien inférieur : d'abord 15 à 20 m de shales dolomitiques ou gréseux (« Fucoïds Beds »), puis 5 à 15 m de grès et quartzites avec quelques intercalations schisteuses ou dolomitiques (« serpulite grit »). Ces récurrences montrent que le taux de subsidence reste lent et que le littoral est encore proche. Les lits à fucoïdes formant un ensemble mince mais continu relativement tendre et qui se marque souvent sur les versants par une banquette que surmonte le petit escarpement des grès à serpulites.

A un niveau plus élevé de la série stratigraphique, s'opère encore une nouvelle transformation des faciès, plus radicale cette fois. Calcaires et dolomies font leur apparition et vont dominer tout le reste du Cambrien (Acadien et Postdamien) et même se poursuivre dans l'Ordovicien inférieur. La série débute par un lit de dolomies sombres qui souligne la coupure avec les couches de transition qui viennent d'être analysées. Puis c'est une lithologie assez monotone où prédominent les alternances de dolomies grises et de calcaires souvent plus clairs, avec quelques intercalations minces de chailles (rognons de silex). L'épaisseur de cet ensemble

n'est pas connu puisque le sommet n'est pas visible, mais elle doit dépasser 400 m pour le seul Cambrien. Les faciès témoignent d'une sédimentation de type organique plus profonde que celle du Cambrien inférieur (1). Mais le taux d'enfoncement tout en s'accélérant un peu doit rester faible et Peach ne manque pas de remarquer que l'accumulation est assez lente pour permettre une dolomitisation contemporaine(les lits calcaires enregistreraient les vitesses de dépôts plus grandes) et la formation de nodules de silice [332] (2).

Les venues éruptives.

Ajoutons pour terminer cette analyse structurale de l'avant-pays que postérieurement au Cambrien mais un peu avant que ne se déclenchent les charriages, des venues éruptives, où les magmas étaient à dominante alcaline, ont accompagné des déformations de la croûte au cours de l'orogénie calédonienne. En effet, ces roches d'origine interne ont métamorphisé à leur contact les calcaires et dolomies cambriens en les transformant en marbres, mais elles sont elles-mêmes affectées par les nappes au moins dans la partie orientale où s'observent à la fois des sills et de grandes masses plutoniennes. Ces dernières ont un arrangement laccolitique. Au Cnoc na Sroine, c'est un laccolite stratifié dont les divers éléments sont le produit d'une différenciation sur place : des bords vers le centre, affleurent successivement des syénites quartzifères, des syénites et enfin des syénites à néphéline et à mélanite. Le complexe du Loch Ailsh est constitué par une masse de syénites sodi-potassiques qui s'est introduite entre les calcaires et les quartzites (3) [Phemister, 345]. D'étroites relations pétrographiques existent entre les deux intrusions, mais les charriages rendent toute reconstitution impossible. Quant aux sills, ils sont à l'Est intrusifs dans le Moinien mais métamorphisés, ce qui signifie qu'une part au moins du métamorphisme moinien est d'âge postcambrien [Sabine, 390]. Plus à l'Ouest, ils s'introduisent dans les feuillages du Lewisien et dans les strates du Cambrien. Ils sont particulièrement nombreux le long de la discordance infracambrienne quand les grès torridoniens sont absents, donc au contact avec le socle. Dans les couches cambriennes intermédiaires plus tendres, leur densité s'accroît également. A l'Ouest de la zone charriée, d'épaisses feuilles d'andésite se rencontrent dans les bancs torridoniens du Beinn Gharbh, du Canisp, du Suilven et du Meall na Braclaich. La discontinuité des affleurements actuels ne doit pas masquer l'unité de toute cette région, car les sills se prolongent d'un sommet à l'autre.

Toutes ces intrusions mineures postcambriennes présentent un double intérêt morphologique : direct d'abord, car elles arment et indurent des sédiments en créant des discontinuités supplémentaires qui se répercutent dans les accidents du paysage; indirect ensuite, car leur épaisseur non négligeable a pu produire une surélévation des sédiments traversés [Sabine, 390]. L'ensemble des feuilles peut former près de 10 % de la hauteur des terrains qu'elles traversent d'après Sabine et dans la région d'Assynt, l'épaisseur des sills équivaut, en additionnant les couches successives, à plus de 30 m dans le Cambrien. Pour le Canisp, les porphyrites atteignent plus de 60 m dans le Torridonien. Aussi existe-t-il probablement un rapport avec le soulèvement local des nappes, comme le suggère Phemister, et donc avec le dégagement de cette sorte de dôme si caractéristique de la géologie du district d'Assynt. Finalement le paysage actuel est en partie le reflet de deux influences contradictoires, puisque les terrains éruptifs ont augmenté la résistance des couches qu'ils traversaient, mais en même temps ils ont produit un exhaussement qui favorisait le jeu de l'érosion.

c. Le socle moinien et ses intrusions *(fig. 18)*

Sur plus de 9 000 km² dans le Nord-Ouest de l'Ecosse, affleure un complexe métamorphique percé par des intrusions d'âge variable et connu sous le nom de « Moine Schists » (4). On peut traduire par « schistes cristallins » *lato sensu*. Mais sans doute est-il préférable d'employer un terme général qui ne préjuge ni du degré de métamorphisme, parfois moins poussé que dans le Lewisien (ex. ectinites de l'Ouest), ni des faciès d'origine qui sont assez divers. « Moinien » semble tout indiqué.

Les caractères d'ensemble.

Lithologiquement, le Moinien est une roche grise caractérisée avant tout par un aspect rubanné dû à une alternance remarquable de lits micacés sombres et de lits clairs essentiellement quartzo-feldspathiques. L'observateur le moins attentif ne peut manquer de noter ces rayures sur les roches polies et sur les escarpements de la région centrale. A une plus grande échelle, on retrouve ces « tranches » successives, puisque la

(1) La rareté des apports terrigènes a parfois été interprétée comme l'indice d'un climat désertique sur le continent voisin, car le calcaire de Durness contient quelques grains de sable arrondis [L. J. Wills, 470].

(2) Le Cambrien de Skye offre la même succession d'ensemble, mais avec des épaisseurs légèrement différentes : 180 m pour les quartzites, 30 m pour les couches intermédiaires et 270 m pour les calcaires et dolomies du sommet [J. E. Richey, 373].

(3) Là aussi s'observe une différenciation par gravité, depuis la nordmarkite en haut jusqu'à la hornblendite en bas.

(4) Le plateau d'A'Mhoine, situé dans le Nord du Sutherland à l'E du Loch Eriboll, a donné son nom à ces terrains cristallophylliens.

proportion des éléments quartzo-feldspathiques et ferro-magnésiens permet de distinguer des groupes « psammitiques ou siliceux » et des groupes « pélitiques ou micaschisteux » épais de plusieurs centaines et parfois de plusieurs milliers de mètres. Il importe de souligner dès maintenant que l'opposition entre les leptynites claires et les micaschistes ou gneiss à biotite plus foncés n'est nullement liée au degré de métamorphisme, mais bien aux caractères sédimentologiques des couches d'origine. Ces bandes alternées de roches plus ou moins siliceuses témoignent de variations dans la nature de la sédimentation originelle, car on ne peut pas mettre en doute la provenance sédimentaire du Moinien. La présence de conglomérats de galets, l'existence de structure typiquement sédimentaires (litage par les courants, stratification entrecroisée, ripple-marks, éboulements, glissements sous-aquatiques, fentes de retrait par dessication, etc.) comme celles qui furent signalées par Richey et Kennedy dans la région de Morar sont des preuves suffisamment convaincantes. Les auteurs ont même reconstitué la direction de transport des courants qui déposèrent les sédiments et ils ont pu déceler des rythmes de sédimentation qui leur permirent d'identifier des groupes stratigraphiques sur d'assez grandes disances [374]. Plus récemment, des traits tout aussi caractéristiques ont été signalés en d'autres endroits. G. Wilson, J. Sutton et J. Watson reprennent de manière systématique l'étude de la stratification oblique dans le Moinien pour en déduire l'orientation des paléocourants [475], et dans la région de Fannich Forest, les deux derniers auteurs utilisent la stratification entrecroisée pour restituer le pendage originel des lits [420]. Toutefois B. C. King et N. Rast attirent notre attention sur un danger qui consisterait à prendre les multiples joints séparant les bancs et dalles du Moinien pour de simples vestiges sédimentaires ou stratigraphiques. En fait, le découpage est essentiellement en relation avec des plans tectoniques de rupture [251].

Il n'en reste pas moins vrai que les principaux faciès métamorphiques du Moinien doivent être considérés comme la traduction de plusieurs séquences para-, dont les points de départ ont été dissemblables. Les deux faciès les plus courants sont, comme nous l'avons vu, des gneiss psammitiques clairs et des micaschistes plus sombres. Les premiers sont le produit du métamorphisme de sédiments arénacés, les seconds de sédiments argileux. Des formes de transition existent : par exemple ces roches bien litées que l'on désigne sous le terme « de semi-pelitic schists ».

Le type psammitique est le plus répandu et domine largement dans toute la partie des Highlands située au N de la latitude du Loch Fannich et qui a été levée en détail par le Geological Survey. Il s'agit d'une roche gris-clair à texture granoblastique où les grains sont bien homométriques, ce qui lui donne un aspect moins grossier que le Lewisien. Suivant l'abondance des plans micacés, on aura toute une gamme allant des schistes quartzeux aux gneiss très massifs en passant par les gneiss en dalles. Quand le quartz et les feldspaths qui sont en majorité alcalins (orthose et microcline) ne se disposent pas en lits, il devient difficile de parler de gneiss. Les géologues britanniques emploient alors le terme de « granulite » (ambigu en français) dans le sens général de « leptynite », du moins dans la majorité des cas. Ce type psammitique moinien est probablement le fruit du métamorphisme d'une série de grès feldspathiques. En effet, si le point de départ de la séquence para- avait été un grès siliceux pur, du genre arkose par exemple, l'aboutissement aurait été un quartzite. Ce faciès existe, mais il est rare et limité essentiellement à deux secteurs éloignés l'un de l'autre : la région du Scaraben au Nord-Est (aux confins du Caithness et du Sutherland), et au Sud-Ouest une étroite bande à cheval sur les districts de Kingairloch et d'Ardgour. Rien de commun, par conséquent, avec l'étendue des formations quartzitiques du Dalradien. Il y a bien par endroits, dans le Moinien psammitique, des vestiges d'anciens conglomérats de quartz, de feldspaths ou de quartzite, qui ne sont pas sans rappeler ceux qu'il est loisible d'observer dans le Torridonien. Ainsi vers Glenelg, une couche conglomératique de près de 10 m d'épaisseur a été signalée. Mais il convient d'être prudent, car il peut y avoir confusion avec des pseudo-conglomérats d'origine tectonique, comme nous le verrons plus loin. De toute façon, les conglomérats sont beaucoup plus rares que dans le Dalradien et le Torridonien. Compte tenu de ces observations, il semble donc assez plausible d'admettre avec Phemister que les sédiments qui donnèrent naissance aux groupes siliceux du Moinien étaient plutôt de type lagunaire ou estuarien que de type franchement continental comme pour le Torridonien [344]. En fait, la distance au continent et la profondeur sont deux facteurs qui interviennent concurremment dans le classement granulométrique des matériaux déposés, et la distinction essentielle doit être ici la vitesse de sédimentation. Wilson, Watson et Sutton remarquent d'ailleurs que les lits individuels n'ont souvent guère plus de 15 à 30 cm d'épaisseur dans le Moinien alors qu'ils dépassent couramment 60 cm dans le Torridonien. Cette différence qui ne peut tenir à une déformation, puisque l'angle fait par la stratification oblique corerspond à la pente d'équilibre du sable non consolidé, suggère une accumulation plus lente des sédiments moiniens [475].

Dans le type pélitique, la roche plus sombre à une schistosité marquée qui tient à la densité des lits micacés. Biotite ou muscovite prédominent suivant les cas pour donner une couleur allant du gris-foncé au gris-argent. Les quartz et les plagioclases sont presque toujours présents en feuilles discontinues ou en lentilles. Ces micaschistes dérivent de toute évidence de sédiments fins argileux ou argilo-marneux du genre « shales ». Ils prennent une importance considérable vers le Sud et peuvent au Sud-Ouest occuper plus de la moitié des affleurements moiniens.

A côté de ces deux types très répandus, existent dans le Moinien des faciès inhabituels beaucoup plus

localisés. Dans la péninsule de Sleat (Skye), ce sont des roches gréseuses ou phylliteuses assez peu métamorphisées que Clough rattache néanmoins au Moinien en raison de leur relations identiques avec le Lewisien et des successions caractéristiques de faciès [*in* Peach, Horne, ..., 332]. Le degré peu élevé de métamorphisme pourrait s'expliquer par une position très occidentale qui place les affleurements — contrairement à tous les autres terrains moiniens —, à l'W du charriage de Moine.

Dans la partie centre-nord du Sutherland, s'observent des roches plus curieuses qui s'allongent en grandes bandes orientées en gros N-S. Elles offrent des similitudes pétrographiques si grandes avec l'orthogneiss lewisien que Read a proposé de les appeler prudemment « roches de type lewisien » [362]. Les variétés basiques dominent sous forme de gneiss bien lités et riches en hornblende avec, dans le détail, une alternance de lits de plagioclases et de lits de hornblende. Le passage à de véritables amphibolites est assez fréquent. Read note toutefois qu'aucune discordance visible ne sépare ces roches de celles du Moinien qui sont aux alentours. Comme, de plus, pendages et plissement sont communs aux deux catégories, l'idée de rattacher ces orthogneiss au Lewisien a été abandonnée. L'origine que suggère Phemister serait le métamorphisme d'un ensemble de roches éruptives effusives : laves, tufs, etc. [344].

Doit-on établir une relation avec les roches également riches en hornblende que Richey et Kennedy ont décrites dans les péninsules de Morar et de Knoydart [374] ? Ce n'est pas impossible. Dans ce complexe profond que les auteurs ont proposé d'appeler « sous-moinien », il y a en fait un assemblage d'orthogneiss avec types basiques ou acides et de paragneiss où le dyptique des groupes psammitique et pélitique se retrouve. Toutefois, si le métamorphisme est plus poussé que dans le Moinien normal, puisque des embréchites et des gneiss oeillés s'y observent, les deux formations restent lithologiquement assez voisines. Aussi Mac Gregor notant l'absence de changement brusque de faciès sédimentaire, estimant qu'il est impossible de déceler une discordance et donc de faire une distinction entre Moinien et Sous-moinien, rattache le tout au Moinien inférieur associé à de l'orthogneiss à hornblende [290]. Cette interprétation est finalement adoptée par Kennedy lui-même un peu plus tard [248].

Reste la question fort controversée des affleurements de Lewisien isolés au milieu du Moinien. Quand furent levées les cartes géologiques de la région centrale du Ross-shire et de la partie nord-ouest de l'Inverness-shire, des orthogneiss à feldspaths, à biotite ou à hornblende et des roches vertes basiques ou ultra-basiques d'une part, des paragneiss, schistes à graphite, micachistes, calcaires d'autre part ,ont été interprétés comme les restes d'un socle lewisien repris par les mouvements calédoniens et situés à l'E de la zone des charriages. Ces affleurements formeraient la base du Moinien dont ils seraient séparés par un plan de discordance accusé que jalonneraient parfois des conglomérats. Une telle interprétation a été vivement critiquée ces dernières années, et même entièrement remise en cause pour ce qui est du Ross-shire central. Dans les zones de Scardroy et de Fannich Forest, Sutton et Watson sont formels : la discordance n'existe pas et les roches de la région appartiennent à une seule série moinienne fortement plissée et transformée à l'état de migmatites au cours d'une seule phase orogénique dont témoigne l'homogénéité des directions de pendages. Les relations stratigraphiques montrent d'ailleurs que le prétendu « Lewisien » se trouve en position supérieure par rapport à certains groupes moiniens [429 et 420]. Dans la région de Strathfarrar prise souvent comme exemple, J.G. Ramsay nie l'existence d'un conglomérat de base qu'il qualifie de pseudo-conglomérat d'origine tectonique [354]. Dans les environs du Loch Monar, le même auteur pense qu'aucune discordance n'est décelable et que le « Lewisien » n'est autre que du Moinien concordant avec le reste [355]. Il semble donc qu'au moins dans le centre du Ross-shire, il faille abandonner cette conception d'affleurements lewisiens isolés. Pourtant plus Sud-Ouest et donc plus près de l'avant-pays calédonien, les relations sont nettement plus claires et laissent apparaître deux séries métamorphiques séparées par une discordance qu'accompagnent parfois des conglomérats (ex. : région de Glenelg). Après avoir décrit des faits à propos de l'anticlinal de Morar en 1939, Kennedy les réaffirme avec véhémence en 1954 et étend même ses conclusions à l'anticlinal voisin du Loch Hourn ce qui n'a pas pour effet de convaincre Sutton et Mac Gregor [248]. Pourtant, dans la région de Kintail, T. N. Clifford admet l'existence du Lewisien charrié ou autochtone suivant les cas [95], et Sutton et Watson eux-mêmes le reconnaissent vers Glenelg et le Loch Duich, tout en notant que le contact entre les deux formations est tectonique et non stratigraphique [421]. Ramsay va même jusqu'à observer qu'à Glenelg, la séparation est nette car non seulement le Lewisien a subi une phase de migmatisation suivie d'intrusions auxquelles a échappé le Moinien, mais les faciès sont différents [356]. Bref, dans le Nord-Ouest de l'Inverness-shire et probablement dans le Sud-Ouest du Ross-shire, on peut continuer à admettre la présence d'affleurements de Lewisien situés stratigraphiquement sous le Moinien et en discordance avec lui.

Les corrélations stratigraphiques.

La présence de groupes à faciès caractéristique dans le Moinien permet-elle d'établir les corrélations stratigraphiques d'une région à l'autre et donc de reconstituer l'ordre des dépôts originels ? Malgré le scepticisme de certains auteurs comme King et Rast qui nient la possibilité de retrouver l'épaisseur primitive de la sédimentation, des essais ont été entrepris en plusieurs contrées différentes. Toute tentative générale de corréla-

tion reste néanmoins prématurée et il faut se contenter pour le moment d'une vue provisoire d'autant plus prudente que les plissements isoclinaux multiplient les risques de confusion. Dans le Nord du Ross-shire et en particulier dans la région du Càrn Chuinneag, nous disposons d'une bonne succession établie par Peach et confirmée récemment par R. I. Harker [335 et 202]. Elle comprend dans l'ordre stratigraphique quatre groupes superposés :

4. — Micaschistes (cornéennes en bordure de certaines intrusions);
3. — Schistes quartzeux avec quelques bandes secondaires micacées et des conglomérats;
2. — Micaschistes et gneiss;
1. — Schistes quartzeux.

Donc existe là une alternance de deux groupes pélitiques et de deux groupes psammitiques. Richey, grâce à la bonne conservation des structures sédimentaires dans la presqu'île de Morar a pu, de son côté, décrire la superposition suivante :

3. — groupe psammitique supérieur;
2. — groupe pélitique et rubanné;
1. — groupe psammitique inférieur.

Une tentative de corrélation a été faite par J. G. C. Anderson qui parallélise le groupe psammitique supérieur de Morar avec les schistes quartzeux supérieurs du Ross-shire, ce qui conduit à admettre dans le Morar une stratigraphie limitée aux trois groupes inférieurs. Mais l'auteur ne pense pas que ces divisions puissent s'appliquer partout [10 et 11]. Il resterait d'ailleurs à fixer la position stratigraphique des quartzites. En Ardgour, où ils affleurent au milieu du groupe psammitique supérieur, W.T. Harry n'étudie pas le problème bien qu'il rattache la succession locale à celle de Morar [205]. Dans la région du Scaraben, les quartzites affleurent au contraire dans les micaschistes en position synclinale et il en a été tiré argument pour leur assigner un âge plus récent qu'aux autres groupes [Read, 362]. Quant aux roches « lewisienoïdes » du Nord du Sutherland et de Morar, elles sont peut-être plus anciennes que les autres groupes du Moinien, sans former pour autant, comme nous l'avons vu, une division particulière.

L'âge.

L'âge du Moinien est un problème délicat sur lequel l'unanimité est loin d'être faite. Aucune trace de fossiles n'ayant été retrouvées jusqu'à présent, même dans les zones où les structures sédimentaires sont les mieux conservées, la paléontologie n'est d'aucun secours. Aussi faut-il recourir à d'autres critères moins solides, comme les analogies de faciès sédimentaire, de métamorphisme, etc. qui ne sont jamais décisifs et restent sujets à discussion. Depuis que les grands recouvrements anormaux liés aux charriages calédoniens de l'Ouest ont été reconnus à la fin du siècle dernier, il n'y a plus guère d'auteurs qui soient partisans d'un âge post-cambrien, et le débat se limite en gros actuellement à deux positions : 1) le Moinien serait l'équivalent du Torridonien et aurait été métamorphisé pendant l'orogénie calédonienne; c'était l'opinion de B. N. Peach; 2) le Moinien aurait subi un métamorphisme préalable avant d'avoir été repris par l'orogénie calédonienne; il serait dons l'équivalent du Lewisien ou de roches postlewisiennes mais prétorridoniennes. Le second terme de l'alternative a longtemps prévalu, car il faut reconnaître que les arguments qui s'opposent au premier ne manquent pas. Nous avons déjà signalé que les discordances séparent Lewisien et Moinien étaient assez souvent douteuses, qu'elles étaient parfois tectoniques comme certains pseudo-conglomérats qui pouvaient les jalonner. Ajoutons que les roches lewisienoïdes ont finalement été rattachées au Moinien. En outre, les différences de faciès entre Torridonien et Moinien sont assez marqués (fréquence respective des conglomérats, variabilité de la sédimentation, etc.) et Wilson, Sutton et Watson ont insisté sur les oppositions des conditions de dépôt [475]. Richey avait d'ailleurs remarqué que dans le Moinien, les paléocourants indiquaient un transport vers le Nord (1), alors que les grès torridoniens témoignaient au contraire de déplacements d'Ouest en Est [374]. En ce qui concerne la pétrographie, il faut également noter que le Moinien présente à proximité des grands charriages un polymétamorphisme, qu'il est traversé d'intrusions anciennes basiques analogues à celles du Lewisien mais inconnues dans le Torridonien. Il n'en reste pas moins vrai que personne ne songerait à nier les contrastes pétrographiques qui opposent en général Moinien et Lewisien et qui rendent très improbable toute assimilation. Par ailleurs, faire du Moinien une formation postlewisienne mais prétorridonienne est une hypothèse gratuite puisqu'aucun groupe sédimentaire de ce genre n'est connu à l'Ouest dans l'avant-pays. Aussi de plus en plus nombreux sont les auteurs qui reviennent à l'opinion de Peach en admettant une équivalence entre Torridonien et Moinien, car beaucoup des arguments présentés plus haut ne sont pas incompatibles avec

(1) Près de Garve, dans l'Ouest du Ross-shire, N. J. Soper a montré tout récemment que dans une sédimentation probablement deltaïque, le transport s'était effectué vers le NNE [409].

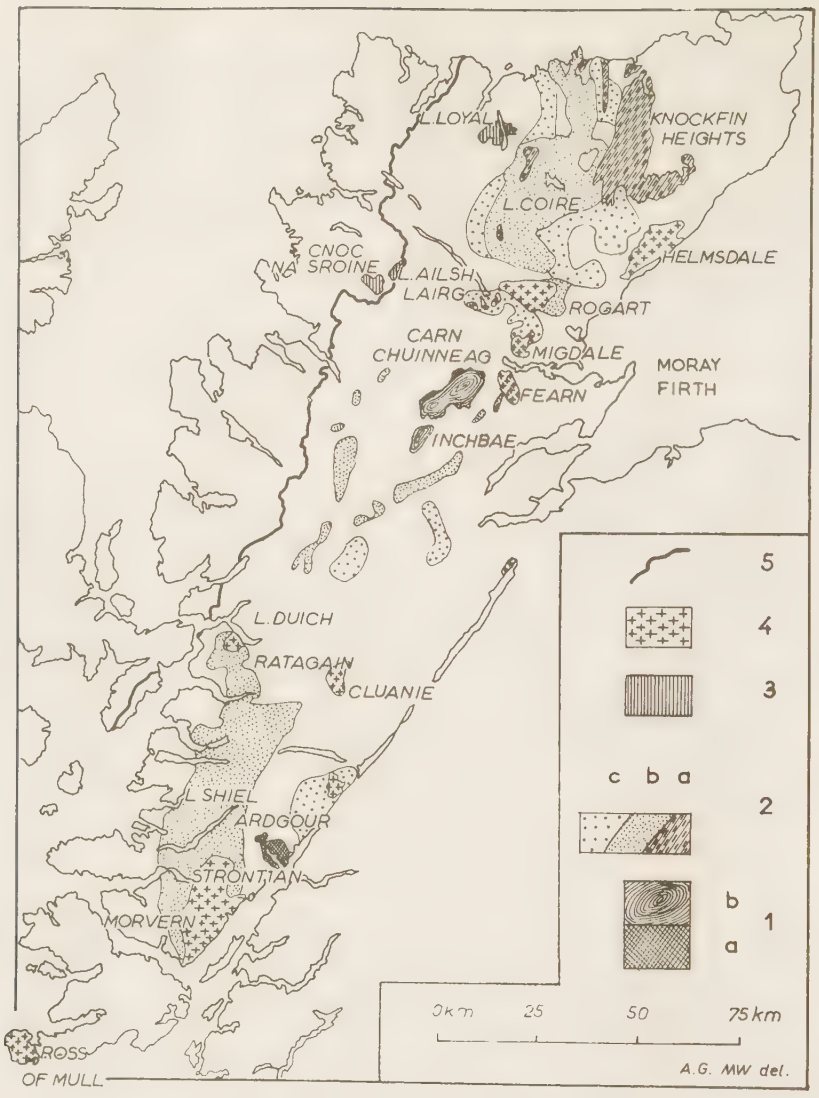


Fig. 18. — *Les intrusions du socle moinien.*

1 : intrusions anciennes antérieures au métamorphisme régional, a : roches basiques, b : roches acides de type « gneiss œillé »; 2 : complexes d'injection syntectoniques, a : « older granites », b : cortège de migmatites, c : zones riches en veines éruptives; 3 : intrusions alcalines postérieures au métamorphisme régional; 4 : batholites post-tectoniques (« newer granites »); 5 : charriage de Moine.

cette position [J. G. C. Anderson, 10 et 11]. En particulier les différences de faciès et de types de dépôts, dont il ne faut d'ailleurs pas exagérer l'importance, peuvent fort bien se concilier avec une sédimentation dans des parties assez éloignées d'un même bassin [Read, 364]. Torridonien et Moinien ont tout de même en commun un point très important qui est l'accumulation en eau peu profonde de débris arénacés constitués en grande partie de grès feldspathiques. Le trait n'est pas banal, car les estimations faites par Clarke, Holmes ou Kuenen montrent que les pélites dominent d'ordinaire dans la sédimentation. Clough avait déjà reconnu, il y a un demi-siècle, dans la péninsule de Sleat, très à l'Ouest, des traits de ressemblance frappante entre les assises moiniennes peu métamorphisées et les grès et shales du groupe Diabaig [*in* Peach, Horne, 332]. Or Kennedy a prouvé que le métamorphisme s'accroissait progressivement d'Ouest en Est dans le Moinien [246], ce qui fut confirmé plus tard dans les presqu'îles de Morar et de Knoydart par St Lambert [392 et 393]. Certes des difficultés subsistent et en particulier les différences de composition chimique qui ne peuvent pas être — vu la nature du changement —, le produit du métamorphisme. Mais il n'est pas interdit d'avoir recours à des oppositions primitives de sédimentation et Kennedy tire argument des observations de Barth sur le Sparagmitien du Sud de la Norvège, pour souligner la remarquable similitude des variations de composition avec le Torridonien écossais, tant par la nature et l'ordre de grandeur que par la direction géographique. En Ecosse comme en Norvège, une différenciation sédimentaire se serait opérée du NW au SE au cours des dépôts et aurait

conduit à un changement graduel de composition chimique et de granulométrie, oblique par rapport à l'axe géosynclinal [247]. S'il en était ainsi, le Moinien serait à paralléliser, comme le pense Holtedahl, avec le Sparagmitien métamorphique, le Torridonien avec le Sparagmitien non métamorphique.

Sans vouloir trancher un débat qui reste ouvert, il pourrait être intéressant d'appliquer ici les méthodes de tectonique quantitative. En effet A. Cailleux a démontré que les relevés statistiques des pendages pouvaient faire apparaître des « familles » dont l'individualité était non seulement liée au style mais à l'âge des plissements. D'un échantillonnage de plus de 2 500 valeurs concernant les pendages des roches psammitiques et obtenues à partir des cartes du Geological Survey, il résulte une médiane générale de 36°. Cette valeur est bien inférieure à celle qui est admise par A. Cailleux pour le Précambrien ancien (Archéen) : 60 à 70°. Aussi est-il plus plausible de rattacher le Moinien à l'Algonkien (Précambrien supérieur) dont les médianes s'échelonnent entre 30 et 50°. Quant aux pendages du Torridonien, leur valeur médiane est de l'ordre de 22°, donc nettement plus basse que celle du Moinien. Mais ce fait peut néanmoins cadrer avec la position des grès dans l'avant-pays. En tout cas, même si elle ne tient qu'à une simple coïncidence, la parenté d'allure entre les deux histogrammes de la *figure 19* est trop évidente pour qu'on ne la souligne pas [A. Godard, 174].

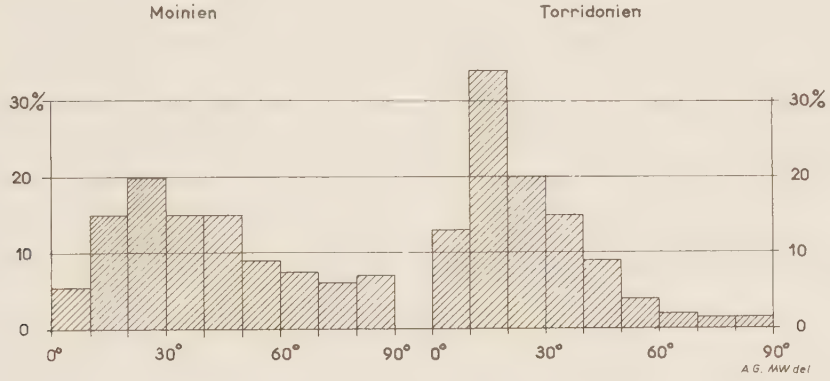


Fig. 19. — *Histogrammes des valeurs de pendages dans les terrains moiniens et torridoniens du Nord de l'Ecosse.*

Les récents essais de datation absolue apportent quelques précisions sur l'âge du ou des métamorphismes qui ont affecté les sédiments moiniens. Les deux méthodes employées — rubidium-strontium et potassium-argon —, donnent d'ailleurs des résultats comparables et montrent que les séries moiniennes depuis Betty Hill sur la côte nord jusqu'à la péninsule de Morar au Sud-Ouest ont subi un métamorphisme vieux de 420 ± 15 millions d'années [B. J. Giletti, S. Moorbath et R. J. St Lambert, 166]. Suivant l'échelle géochronologique de Holmes [218], cet épisode se place donc au cours du Silurien. Il importe toutefois de souligner que ces faits ne nous renseignent en aucune manière sur l'âge des sédiments eux-mêmes. On peut seulement avancer que dans la région de Knoydart-Morar, le Moinien a plus de 740 millions d'années puisqu'un métamorphisme plus ancien que le précédent s'échelonnant sur des dates qui vont de 665 à 740 millions d'ans, a été découvert dans des roches indiscutablement moiniennes de cette région. Mais cela ne résoud nullement le problème de la corrélation avec le Torridonien, car les intervalles de temps avec le Lewisien sont encore beaucoup trop grands.

Les intrusions.

L'histoire du Moinien est ponctuée par une série d'au moins quatre ou cinq épisodes intrusifs dont certains sont associés à l'orogénie calédonienne (*fig. 18*). Comme la nature pétrographique des roches éruptives correspondantes est assez variable, il est souhaitable de s'appuyer sur une division d'ordre chronologique. Celle que nous adoptons ici est la plus classiquement admise [Phemister, 344 et F. C. Philips, 348] :

Types d'intrusions	Relations d'âge
4 - "Newer Igneous Rocks"	Calédonien tardif. Postérieures aux charriages.
3 - Intrusions alcalines	Postérieures au métamorphisme régional mais antérieures aux charriages.
2 - Complexes d'injection	En grande partie, contemporains du métamorphisme régional.
1 - Intrusions anciennes	Postérieures à la sédimentation du Moinien mais un peu antérieures au métamorphisme régional.

Les intrusions les plus vieilles sont représentées par des complexes où, malgré l'hétérogénéïté de la pétrographie, dominent nettement quelques types de roches. La jonction avec les anciens sédiments moiniens se marque par un métamorphisme de contact dont les anneaux encore aisément visibles n'ont pas été effacés par le métamorphisme régional qui a suivi immédiatement. La seule intrusion de ce type qui ait été datée jusqu'ici a un âge absolu presqu'identique à celui du métamorphisme régional du Moinien; c'est dire le faible laps de temps séparant les deux phénomènes.

Dès 1912, Peach avait fort bien décrit les complexes voisins du Càrn Chuinneag et d'Inchbae dans le Rossshire. Un peu comme dans certaines masses plutoniques d'âge plus récent, ou même comme à Skye au Tertiaire, les roches basiques furent consolidées les premières. Après la mise en place d'une série comprenant du gabbro, de la diorite et de la diorite quartzifère sur une partie du pourtour, une grande intrusion de type laccolitique s'installa dans la région du Càrn Chuinneag en s'étendant probablement jusqu'à celle d'Inchbae, car les deux affleurements actuels durent être autrefois en connexion. L'érosion a beaucoup réduit l'extension de ce laccolite constitué principalement de gneiss œillé, granito-gneiss à biotite. Un épisode tardif aboutit au centre à la constitution d'un gneiss à riebeckite et aegyrine [335]. L'auréole de thermo-métamorphisme dans les micaschistes environnants est parfaitement repérable, car elle se traduit concrètement par une couronne de cornéennes bleu-sombre dont la texture très fine contraste avec l'aspect grossier du gneiss œillé au voisinage. Les grands cristaux de feldspaths (orthose et microline) étant disposés parallèlement et le feuilletage du gneiss ayant dans l'ensemble la même orientation NNE-SSW que celle des étages moiniens des environs, il faut bien admettre que sédiments et intrusions furent affectés plus tard en bloc par un dynamométamorphisme énergique.

Le complexe basique du Glen Saddle et du Glen Gour est également bien connu depuis que H. I. Drever a montré qu'il s'agissait d'une seule et même feuille, souvent massive, de roche gabbro-dioritique séparée ultérieurement en deux par les failles et l'érosion. Là aussi le contact avec le Moinien se traduit par des auréoles de métamorphisme : gneiss à sillimanite et cornéennes, puis quartzite et gneiss granulitique feldspathisé dont les grains diminuent de taille quand on s'éloigne du centre de l'intrusion [131]. Mais ici l'auteur pense que les sédiments ont subi un premier métamorphisme avant la mise en place de la masse intrusive.

Les complexes d'injection correspondent à des gisements diffus de granite d'anatexie enveloppés par de grands affleurements de gneiss plus grossiers que le Moinien habituel et qui ne sont autres que des cortèges de migmatites. Au-delà peut exister une zone où la roche encaissante est traversée par de nombreuses veines de pegmatite et d'aplite. L'extension de ces « Older Granites » aux contours mal définis — ce sont les complexes « en forme de cèdre » d'Harker —, est considérable : d'après Phemister elle dépasserait 1 800 km² dans le Nord de l'Ecosse. L'injection du matériel s'étant effectuée suivant le feuilletage du Moinien, elle a dû se produire pendant ou immédiatement après une période orogénique d'intenses efforts crustaux accompagnés de dynamométamorphisme. Si les granites sont généralement feuilletés, il n'en est pas de même pour les filons d'aplite ou de pegmatite qui correspondent à un stade tardif pneumatolytique. En définitive, nous avons donc tous les caractères classiques des granitisations syntectoniques qui sont réunis. Bien entendu, l'âge que l'on peut attribuer à ces complexes dépend de celui que l'on assigne au métamorphisme du Moinien, mais selon toute vraisemblance, il faut placer toutes ces intrusions pendant l'orogénie calédonienne.

Toujours est-il qu'elles jalonnent deux grandes bandes d'orientation NNE-SSW et séparées par une zone presque dépourvue de roches éruptives de cette époque. Dans les deux cas, les injections et les migmatites qui les accompagnent semblent avoir montré une prédilection pour les faciès pélitiques du Moinien. Au Nord, la première grande région de granitisation se suit depuis la côte aux environs de Strathy jusqu'à la latitude de Lairg en prenant en écharpe le complexe très caractéristique du Loch Coire. Les affleurements de granite d'anatexie sont assez étendus dans le Caithness et aux environs de sa limite occidentale (1), mais plus à l'Ouest, avec le plongement en profondeur du front des migmatites, ils se réduisent beaucoup pour laisser aux migmatites la place principale. C'est ainsi qu'aux alentours du Loch Coire, n'apparaissent plus que quelques surfaces limitées de granite à biotite, à grain moyen ou grossier. Néanmoins H.H. Read a montré que de multiples combinaisons lithologiques pouvaient se réaliser dans un matériel où interviennent deux variables : le degré de métamorphisme (zone des veines et des sills, zone d'injection à mélange plus ou moins intime), et la nature de la « roche-hôte » (moinien siliceux, semi-pélitique, pélitique, roches lewisienoïdes à hornblende) [362].

Une autre aire assez vaste de granitisation se situe au Sud entre le Loch Duich et le Morvern, mais elle est moins bien connue. En dépit de l'existence de surfaces très riches en lentilles, veines et feuilles de granite et de pegmatite, comme « la grande ceinture pegmatitique » orientée N-S qui traverse l'extrémité septentrionale du Loch Shiel, il semble que le corps d'injection magmatique n'affleure pas lui-même. Seules sont présentes les migmatites avec des degrés plus ou moins poussés de métamorphisme. W. T. Harry en a décrit ainsi dans la partie occidentale de l'Ardgour les termes successifs, de l'embréchite à l'anatexite : Moinien psammitique, puis

(1) Cette région qui est le plus souvent dénommée « complexe du Strath Halladale » par les géologues britanniques, pourrait tout aussi bien s'appeler « massif des Knockfin Heights ». Le granite y est fréquemment riche en biotite et à grain grossier.

gneiss à oligoclase, biotite et quartz, granito-gneiss, et enfin gneiss œillé dont le plan de feuilletage reste parallèle à celui des roches encaissantes [205].

Un troisième épisode intrusif majeur est probablement à déduire de l'existence du massif stratoïde des environs du Loch Loyal. En effet, cette intrusion qui ne montre pas de feuilletage a une composition pétrographique assez particulière. La syénite alcaline y rappelle fort les roches qui sont à proximité du Loch Ailsh et dont nous avons vu qu'elles étaient post-cambriennes mais précédaient les grands charriages. Un raisonnement par analogie permet d'assigner à l'intrusion du Loch Loyal une date de mise en place comprise entre le métamorphisme moinien et les charriages, donc antérieure à la fin de l'orogénie calédonienne.

Quant aux « *Newer Granites* », ils représentent des batholites et massifs aux limites bien circonscrites qui recoupent le Moinien à l'emporte-pièce. La plupart sont nettement posttectoniques, encore que. par endroits un léger feuilletage nous indique que les mouvements n'avaient pas complètement cessé. Harker note d'ailleurs qu'en plusieurs cas, il y a accroissement d'alcalinité vers le Nord et le Nord-Ouest. Cette séparation par cristallisation différentielle pourrait être l'indice de la persistance d'efforts qui auraient fait échapper vers l'extérieur les éléments qui cristallisent en dernier lieu. L'âge de ces intrusions calédoniennes est difficile à préciser. Mais on peut remarquer d'une part que certaines d'entre elles sont recouvertes en discordance par le Vieux-Grès-Rouge moyen qui leur emprunte quelques éléments de base (ex. : secteur d'Helmsdale), d'autre part que d'étroites similitudes de structure et de pétrographie existent avec les granites des Highlands du Centre et des Southern Uplands qui sont postérieurs non seulement aux plissements calédoniens mais encore pour la plupart aux sédiments du Vieux-Grès-Rouge inférieur. Il y a donc de bonnes raisons de penser que les « Newer Granites » datent du Dévonien inférieur [Phemister, 344] : certains pouvant être un peu plus vieux, d'autres un peu plus tardifs, car les relations avec les sédiments et laves du Vieux-Grès-Rouge inférieur sont de plusieurs types.

Il y a dans la répartition géographique de ces masses intrusives un fait important. Alignées en chapelet du NNE au SSW, depuis la région d'Helmsdale jusqu'à la péninsule du Ross of Mull, elles jalonnent des cicatrices de l'architecture moinienne (changements brusques de style tectonique par exemple) et restent plus ou moins associées aux injections régionales anciennes avec lesquelles elles présentent une certaine parenté pétrographique. Le vieux matériel a donc pu servir à la constitution du nouveau. G. P. Leedal fait remarquer que sur 1 700 miles^2 de roches de cette époque en Ecosse, 1 550 — soit plus de 91 % — sont compris entre les granodiorites et les variétés les plus acides. Aussi conclut-il à la recristallisation d'un magma primitif granitique [266]. En tout cas, en Ecosse du Nord, les roches éruptives acides dominent nettement, puisque sur une superficie totale d'environ 536 km^2, il y a moins de 25 km^2 de diorite basique (sans quartz); le reste — plus de 95 % —, étant constitué par toute une gamme qui s'échelonne des granodiorites aux granites alcalins.

L'arrangement annulaire des différentes roches à l'intérieur des massifs éruptifs est d'un grand intérêt, car il a d'importantes répercussions morphologiques. Cette disposition est surtout nette dans les batholites les plus caractéristiques, où les bordures subverticales sont dépourvues de phénomènes de métamorphisme au contact avec le Moinien encaissant. Bien qu'il ait été coupé par la grande faille du Glen More, le batholite de Morvern-Strontian qui est le plus étendu (207 km^2) est en même temps le plus typique à cet égard. D'après P. A. Sabine, le complexe intrusif est constitué de trois volumes mis en place successivement [391]. Cernée par une enveloppe externe de tonalite feuilletée établie précocement, une masse semi-annulaire de granodiorite est recoupée à son tour par une intrusion de granite à biotite occupant toute la partie centrale. Les divers contacts — tant entre la tonalite et les schistes cristallins encaissants qu'entre les granodiorites et la tonalite — sont disposés à la manière d'un entonnoir renversé. L'intrusion de Rogart dont l'étude a été reprise récemment par N. J. Soper [409bis] offre d'étroites analogies non seulement par son dispositif, mais aussi par les catégories pétrographiques représentées. On y retrouve de l'extérieur vers le centre : une enveloppe de tonalite, un anneau de granodiorite et enfin le granite à biotite. Mais les terrains encaissants sont des migmatites. Dans le massif d'Helmsdale, le dessin en plan des affleurements est assez voisin avec un granite à grain fin enveloppé par un anneau marginal de granite porphyroïde [Phemister, 344]. Dans les trois cas, l'arrangement concentrique reflète la mise en place d'intrusions de plus en plus acides qui se sont succédées rapidement en prenant une position de plus en plus centrale. Les roches externes sont donc à la fois les plus anciennes et les plus basiques.

L'intrusion bien plus petite de Cluanie étudiée par Leedal offre également un contact franc avec le Moinien, mais la seule différenciation est celle qui oppose à la granodiorite du centre une roche plus riche en ferromagnésiens sur le bord sud et quelques dykes de tonalite du pourtour [266]. Plus riche est l'organisation du complexe de Glenelg-Ratagain tronqué par plusieurs failles. Diorite et granodiorite, syénite et « adamellite » très alcalins y prirent place successivement du Sud-Ouest au Nord-Est [G. D. Nicholls, 322]. Le dispositif circulaire est toutefois mal dessiné et l'existence sur les bordures de veines éruptives donne à la limite de l'intrusion un caractère très irrégulier. La présence d'une zone marginale riche en filons se retrouve d'ailleurs dans d'autres granites comme ceux de Migdale ou de Fearn.

Les relations entre les roches cristallophylliennes du Moinien et les granites calédoniens peuvent être encore plus intimes, avec une interpénétration qui aboutit à la formation d'embréchites, comme sur la bordure

nord du massif intrusif qui s'étend de Lairg à Rogart. Un type pétrographique marginal constitué par un granito-gneiss à grain fin et riche en biotite s'y oppose au type central de granodiorite grossière [Read, Phemister et Ross, 365].

Dans la péninsule de Ross of Mull enfin, le contact avec les micaschistes moiniens est assez original puisque, contrairement aux autres affleurements de « newer granites », il s'accompagne d'un métamorphisme marqué par les auréoles classiques à minéraux caractéristiques (sillimanite, cordiérite et andalousite).

Bref, si l'on tient compte des différences de faciès des sédiments originels, des divers degrés de métamorphisme qui les ont atteints, et de la variété pétrographique des intrusions successives, on ne peut manquer d'être frappé par la richesse des combinaisons lithologiques qui sont réalisables dans le Moinien.

Reste à examiner la part qui revient à la tectonique dans la structure du socle.

d. L'orogénie calédonienne et les grands charriages

Les multiples accidents qui affectèrent le Moinien — intenses plissements associés souvent à des failles renversées, charriages qui se déversèrent sur l'avant-pays du Nord-Ouest —, témoignent clairement de l'importance des efforts de compression subis pendant une longue période orogénique. A cela s'ajoute un métamorphisme assez intense par endroits, dont il faudra préciser les relations avec les déformations tectoniques, mais qui de toute façon place l'Ecosse du Nord dans la zone interne par opposition aux Southern Uplands dont les roches sont peu métamorphisées [F. E. Suess, 417].

Le style.

La prépondérance appartient dans le Moinien à des plissements, replis, plissottements d'échelle différente mais de style identique : isoclinal. La même direction axiale des plis et la même orientation des pendages peuvent se répéter avec monotonie sur de longues distances. Habituellement les axes sont dirigés NNE-SSW et les pendages inclinés vers l'E, l'ESE ou le S-E. Un bon exemple nous est fourni par la région qui s'étend au NW du Loch Naver jusqu'au delà du Strathmore : malgré la présence de plusieurs catégories de roches, l'allure d'ensemble est monoclinale et se reflète dans le détail du profil dissymétrique des collines rocheuses en évoquant par endroits une mer de vagues déferlantes. Certains lacs, comme le Loch Meadie, sont nettement tributaires par leur forme et par leur orientation de cette structure en bandes étroites et parallèles. Ce style très caractéristique où dominent les déformations isoclinales qui permettent de nombreuses répétitions d'affleurements de la même couche, a été signalé depuis longtemps. Vers le Centre et le Sud, il semble que l'exagération des efforts aboutisse souvent à l'élaboration de plis couchés, aplatis, ou même de véritables nappes de recouvrement. Dès 1913, Peach et Horne en signalaient un exemple typique dans la région du Loch Fannich [336]. D'une manière plus générale, King et Rast constatent, dans une analyse récente, un accroissement des déformations et un progrès de la dissymétrie quand on passe du Dalradien au Moinien [251]. Des variantes restent néanmoins possibles et Kennedy note très justement que dans la presqu'île de Glenelg et aux environs, la présence d'un socle rigide lewisien sous la couverture moinienne a modifié le style des accidents en leur imprimant une allure cassante. L'auteur compare les coins cristallins limités par des failles inverses et séparés par de profonds synclinaux de couverture à ceux que l'on rencontre dans le Pelvoux. Souvent d'ailleurs la couverture a réagi de manière indépendante et plus souple en donnant naissance à des plis couchés et à des recouvrements. La nappe de Morar séparée du Lewisien par un plan de décollement peut servir d'exemple [248]. Nous retrouvons donc là la distinction classique d'Argand entre les plis de couverture et les plis de fond.

En tout cas, l'intensité des plissements varie beaucoup d'une région à l'autre et le contact est parfois brutal. Leedal a insisté sur l'opposition de style qui sépare deux bandes de Moinien allongées du Nord-Est au Sud-Ouest parallèlement au Grand Glen, et qui se traduit par des différences sensibles dans le paysage. Entre la partie ouest où les schistes cristallins sont très redressés et la partie orientale en bordure du Loch Linnhe et du Loch Lochy où le Moinien est faiblement incliné, existe une coupure brusque, une cicatrice jalonnée par des intrusions [266]. Par ailleurs des écarts notables peuvent être décelés dans les valeurs médianes des pendages quand on compare le Nord et le Sud : la statistique fait apparaître une augmentation assez régulière dans cette direction, puisqu'on passe de 22°-23° à plus de 50° par endroits [A. Godard, 174]. Cette observation semble corroborer les remarques signalées plus haut à propos du style tectonique.

La direction axiale des plis.

En ce qui concerne la direction axiale des plis, il importe de nuancer le schéma général d'orientation NNE-SSW. Tout d'abord dans les presqu'îles du Sud-Ouest (Argyllshire), la direction est plutôt N-S. Ensuite quelques irrégularités majeures, en relation avec des accidents transversaux, sont à signaler car elles ont des répercussions indirectes sur la morphologie. Phemister a clairement résumé les choses [344] : 1) Dans la région

centrale, à la limite du Ross-shire et de l'Inverness-shire, les affleurements de Moinien psammitique et pélitique montrent des contours compliqués en volutes ou en S qui traduisent l'interférence avec un système NW-SE de plissements. 2) A la latitude du Loch Shin, ou un peu plus au Sud, s'observe un rebroussement remarquable des couches vers l'ESE qui correspond très exactement à l'épanouissement de la zone charriée dans la région du Loch Assynt. Il y a donc une relation de cause à effet entre les deux phénomènes. La présence de petits déversements orientés WNW-ESE dans le Moinien et certains caractères de structurologie suggèrent à Phemister qu'un bloc transversal a été soumis pendant la période des charriages à un double effort de compression NNE et SSW qui l'a empêché de s'avancer aussi loin sur l'avant-pays que le reste des terrains moiniens. Quoiqu'il en soit, cet anticlinal transversal a une certaine importance, car il explique à la fois la mise à nu de plusieurs nappes de charriages inférieures qui ailleurs ont été masquées par le recouvrement de Moine, et dans toute la zone qui est en arrière au Sud-Est jusqu'au Moray Firth, la disparition des bandes pélitiques supérieures. 3) La direction transversale devient même prédominante aux confins du Sutherland et du Caithness et se marque par un pli accusé d'orientation W-E dans les micaschistes et quartzites du Scaraben et des environs.

Sur l'interprétation de ces grandes anomalies de direction axiale des plis, l'accord est loin d'être unanime. Certains auteurs contestent l'existence de plusieurs phases de plissement. Ainsi D. B. Mc Intyre ne voit dans la région du Beinn Dronaig (entre le Loch Carron et le Loch Monar), malgré un changement brusque de l'orientation des affleurements, qu'un seul pli couché s'arrêtant vers le Sud-Ouest [295]. B. C. King et N. Rast qui reconnaissent deux directions axiales d'inégale importance dans le Moinien des Highlands du Centre, estiment néanmoins qu'elles sont simultanées [251]. Mais ce synchronisme n'est pas admis partout et la plupart des géologues ont senti la nécessité de faire appel à des déformations polygénétiques pour comprendre la structure. Dans Fannich Forest, les plis N-S déversés et isoclinaux n'ont pas le même style que les plis secondaires NW-SE [J. Sutton et J. Watson, 420]. G. Wilson signale des veines de quartz « en échelon » dans le Nord de Sutherland et les interprète comme le résultat d'une série d'efforts dirigés du NNW vers le SSE [471]. Dans la région du Loch Monar, J. G. Ramsay distingue nettement deux épisodes différents de plissements sinon par le style du moins par la direction axiale. Mais il considère que les plis E-W déversés vers le Nord sont antérieurs à ceux orientés NE-SW et déversés vers le Nord-Ouest, ce qui n'est pas en accord avec l'interprétation de Phemister à propos du Sutherland méridional [355]. Toutefois dans la presqu'île de Glenelg, Ramsay montre que la trace axiale du premier plissement s'oriente suivant les lieux du Nord au Sud ou de l'Ouest à l'Est car elle a été tordue par les déformations d'une deuxième phase de plis axés NE-SW [356]. J. Sutton et J. Watson vont jusqu'à distinguer dans la même région au moins trois phases de plissements ayant affecté le Moinien avant les charriages. La première aurait causé l'imbrication du Moinien et du Lewisien qui, de ce fait, affleurent en bandes parallèles correspondant à la trace d'écailles tectoniques. La seconde et la troisième auraient déformé l'ensemble avec des plongements d'axes dirigés respectivement vers l'Est et vers le Nord-Est [421]. Dans les presqu'îles de Morar et de Knoydart, R. St Lambert se contente de deux séries de mouvements [393]. Ces quelques exemples donnent une idée de la complication qui peut régner dans les Calédonides de l'Ecosse du Nord-Ouest et particulièrement dans la partie centrale et méridionale.

Ainsi s'expliquent les divergences d'opinion sur deux questions étroitement liées : le métamorphisme du Moinien et l'âge des mouvements tectoniques.

Le métamorphisme du Moinien et l'âge des mouvements tectoniques.

Le Moinien a été affecté par un métamorphisme qui est à la fois d'origine thermique et tectonique. Toute distinction des deux causes serait artificielle. Il est peu douteux qu'une étroite relation lie ce dynamo-thermo métamorphisme à l'orogénie responsable des plissements isoclinaux d'orientation NNE-SSW. En effet l'opinion suivant laquelle les deux phénomènes seraient plus ou moins contemporains, prévaut largement. Mais l'unanimité n'est pas faite sur la rigueur que l'on attache au synchronisme des événements. W. Q. Kennedy a étudié de près les variations du métamorphisme dans la partie sud et sud-ouest de l'Ecosse septentrionale. L'examen minutieux de minéraux caractéristiques lui permet de conclure à un accroissement progressif de la valeur du métamorphisme vers l'Est ou le Sud-Est, se traduisant par l'existence de surfaces « isogrades » orientées NE-SW parallèlement aux axes tectoniques (1). Cette répartition ne serait pas à mettre en rapport avec la tectonique superficielle, mais avec la structure profonde, le « tectogène », bouclement du sial en profondeur suivant les idées de Vening-Meinesz. Du même coup s'éclairent les relations entre le métamorphisme régional, les migmatisations et la mise en place ultérieure des batholites de « newer granites » dans la même région [245 et 246]. A. G. Mac Gregor reprend à peu de choses près la zonéographie adoptée par Kennedy; elle serait pour lui pénécontemporaine des plissements et de la migmatisation en arrière [292]. Mais Kennedy a bien précisé un peu plus tard qu'un décalage existait entre les divers événements, du moins dans les presqu'îles de Morar, Knoydart et Glenelg. Les plis très intenses et accompagnés de recouvrements et de failles inverses auraient été

(1) Les charriages ont par endroits dérangé cette zonéographie en faisant chevaucher les zones les unes sur les autres.

suivis par un métamorphisme régional dont l'origine serait à rechercher dans le complexe d'injection de la zone des racines de nappe. Les charriages seraient encore postérieurs [248]. Les travaux minéralogiques de St Lambert sur la même région ont abouti à des conclusions analogues puisque l'auteur place le métamorphisme d'intensité croissante entre deux phases de plissements [393].

Reste à examiner le problème de l'âge des plis. Le meilleur moyen de l'aborder est encore d'étudier les relations chronologiques qui existent entre les grands charriages du Nord-Ouest et les plissements de la zone interne. Entre ces deux événements majeurs de la tectonique, la plupart des auteurs placent maintenant un long intervalle de temps, suffisant en tout cas pour que les intrusions alcalines de syénite aient pu se mettre en place. Mais longtemps les roches cristallophylliennes du Moinien ont été considérées comme le produit d'un dynamo-métamorphisme ayant accompagné les charriages. Dès 1930-31, Elles et Tilley, F. E. Suess remarquaient toutefois que la direction des charriages était légèrement oblique à celle des plis et recoupait les différentes zones tectoniques [139 et 417]. Aussi Suess attribuait-il aux nappes un âge plus récent, postcalédonien. En fait, les charriages sont calédoniens, mais le non-synchronisme avec les plis a été confirmé. F. C. Philips est formel : charriages et schistosité n'ont, à l'exception d'une étroite bordure, pas de liens [347]. Mc Intyre, à propos du pli du Beinn Dronaig, indique clairement qu'aucune relation génétique n'est possible avec le charriage de Moine [295]. Un peu plus tard, dans l'essai de synthèse qu'il présente sur l'accident de Moine, il reprend avec beaucoup plus d'ampleur le problème [296]. Le style plastique et l'allure compliquée des schistes cristallins contrastent avec le style cassant et l'allure simple des charriages. Deux phases tectoniques séparées par une durée de temps indéterminée s'imposent donc. C'est à la même conclusion qu'aboutissent les observations faites par Sutton et Watson dans la région de Fannich Forest où les plis du Moinien sont nettement tronqués par les plans des nappes [420]. Quant à Kennedy, il oppose non seulement les styles des deux phases tectoniques mais également la profondeur, le niveau de la croûte à laquelle elles se réalisèrent. Les charriages ne seraient que des accidents tardifs et superficiels élaborés sous des conditions de charge et de pression différentes de celles des plissements [248]. Cette dernière remarque rejoint d'ailleurs les observations de Sutton et Watson faites assez récemment dans la péninsule de Glenelg. Les auteurs y notaient qu'au cours des phases successives de plissements, le style devenait de plus en plus cassant au fur et à mesure que la rigidité du matériel en s'accroissant. Finalement, on aboutissait aux charriages [421].

Il est donc hors de doute que plissements et charriages ne sont pas contemporains et que les seconds sont nettement postérieurs aux premiers. Malheureusement on ignore leur âge exact. Evidemment les charriages sont postordoviciens puisqu'ils affectent non seulement le calcaire de Durness mais les intrusions alcalines qui le traversent. Mais si l'on en croit Phemister, certaines feuilles de lamprophyre de la série des « Newer Granites » qui peuvent être mises en corrélation avec les intrusions du Vieux-Grès-Rouge inférieur du Centre de l'Ecosse seraient brisées dans la zone charriée [344]. Il faudrait donc penser que les déplacements se sont prolongés jusqu'au Dévonien inférieur, ce qui équivaut à leur attribuer une appartenance à une phase très tardive des Calédonides (1). Quoiqu'il en soit, de plus en plus nombreux sont les auteurs qui datent les plissements du Moinien et son métamorphisme du paroxysme calédonien, ne laissant aux charriages et aux intrusions qui suivirent que des stades tardifs. Telles sont par exemple les opinions de A. G. Mac Gregor [292], de E. B. Bailey [26] et de Phemister. Kennedy présente à cet égard une synthèse récente qui peut aider à préciser la chronologie du Calédonien [248]. Nous avons pensé qu'il pouvait être utile de résumer cette dernière dans un tableau construit principalement à partir des vues exprimées par Phemister et Kennedy. L'équivalent scandinave ou nord-atlantique a été donné à titre indicatif et sous toute réserve. Notons qu'il subsiste des divergences très sensibles avec la chronologie absolue proposée récemment par Giletti, Moorbath et St Lambert, puisque ces auteurs placent le métamorphisme du Moinien des Highlands du Nord au Silurien (420 millions d'années). La succession des divers épisodes n'est toutefois pas remise en cause.

(1) Termier suggère au contraire un lien avec la phase calédonienne « de Trondjhem » entre Arenig et Caradoc [428]. De toute façon, les charriages sont postérieurs au métamorphisme. Si ce dernier date effectivement de 420 millions d'années, cet âge constitue une limite.

Tableau chronologique de l'orogénie calédonienne

Age	Tectonique (avec équivalent nord-européen ou nord-atlantique)	Métamorphisme et intrusions	Sédimentation
Dévonien supérieur	Grands décrochements latéraux : Glen More etc.		Vieux-Grès-Rouge supérieur - Discordance
	Failles Ondulations et plis (phase svalbardienne)	Volcanisme des Orcades	
Dévonien moyen			Vieux-Grès-Rouge moyen
			Discordance
Dévonien inférieur		Batholites de "Newer Granites" post-tectoniques	
Fin du Silurien	Récurrence orogénique Grands charriages du NW (phase érienne)		
Silurien Ordovicien supérieur	Soulèvement		Erosion
Ordovisien moy.	Paroxysme orogénique Plis couchés moiniens (phase de Trondjhem)	Complexes d'injection "Older Granites" Métamorphisme régional des sédiments moiniens	
Ordovicien inférieur Cambrien			Sediments profonds organique Sédiments littoraux arénacés
	Mouvements marginaux (phase préparatoire)	Vieilles intrusions de type "gneiss oeillé"	Discordance infra-cambrienne
Fin du Précambrien (Algonkien)	Fosse géosynclinale NE-SW		Sédiments torridoniens et moiniens (?) déposés en discordance sur le Lewisien

Les charriages.

Parmi les déformations tectoniques qui marquèrent l'orogénie calédonienne, il faut accorder une place toute spéciale aux célèbres charriages des régions occidentales (*fig. 20*). Leur intérêt n'est pas purement géologique, car souvent ils se traduisent très clairement dans la topographie par des formes dissymétriques dont la partie raide est tournée vers l'WNW. Par l'intermédiaire des affleurements de roches broyées ou d'une manière plus générale grâce aux combinaisons lithologiques variées qui sont le fruit de superpositions anormales dans le matériel placé en contact direct avec le Moinien métamorphique, la zone charriée a une riche morphologie structurale et des paysages originaux.

Alors que la position aberrante du gneiss sur le calcaire a été découverte dès le début du XIX^{e} siècle, il a fallu attendre 1884 pour qu'après 65 ans de discussions passionnées, le charriage de Moine soit officiellement reconnu [Mc INTYRE, 296]. Cet accident s'allonge sur près de 200 km depuis la bordure orientale du Loch Eriboll jusqu'à la péninsule de Sleat suivant une direction générale NNE-SSW. Il constitue le principal plan de contact anormal, mais s'accompagne d'autres charriages généralement situés en avant et en dessous de lui. L'ensemble des nappes et des failles de chevauchement associées forme une zone relativement étroite mais de largeur variable — les masses exotiques se suivent dans Skye sur une distance de plus de 20 km, alors qu'en arrière du Coigach, elles n'affleurent même pas sur un kilomètre — et de contours parfois

FIG. 20. — *Les charriages calédoniens de l'Ecosse du Nord-Ouest.*

1 : charriage principal dit « charriage de Moine »; (2) charriage important situé au-dessus et à l'Est du charriage de Moine; (3) charriage important situé à l'Ouest et au-dessous du charriage de Moine; 4 : grande faille inverse ou charriage secondaire; 5 : klippe; 6 : « fenêtre »; 7 : zone de broyage à mylonites; 8 : décrochement latéral ou faille normale affectant les charriages.

irréguliers. Ce fait est à mettre en rapport avec des accidents transversaux intervenus pendant ou après la mise en place des nappes. Ainsi, un des exemples les plus connus, l'anticlinal des environs d'Assynt, probablement contemporain, permet un développement de la largeur sur 11 km alors qu'en moyenne cette dernière est comprise entre 1,5 et 5 km. A la faveur du recul, ou plutôt de la moindre avancée du Moinien, dont les affleurements prennent en plan un tracé semi-circulaire, apparaissent si nettement une série de nappes inférieures superposées que la région est devenu classique pour ce genre de structure. Des dômes transversaux de plus petite taille peuvent se traduire par des demi-fenêtres plus réduites : c'est le cas à l'E du Loch Glencoul. Les failles interviennent également. Certaines sont calédoniennes et répondent à la même phase orogénique de déplacement horizontal. E. M. Anderson fait remarquer, non sans raison, que les pressions étaient orientées WNW-ESE et SSW-NNE, la première direction étant d'ordinaire prédominante. Mais localement la relation pouvait être inversée ce qui avait pour effet de former un décrochement latéral [7]. Les dislocations du Glen Carron et du Strath Kanaird, orientées NE-SW font subir toutes les deux aux charriages un déplacement horizontal, dextre dans le premier cas, senestre dans le second (1). D'autres failles d'orientation différente sont nettement post-calédoniennes, malgré une ancienneté qui peut être assez grande. Ainsi le grand accident NW-SE du Loch Maree qui a joué à la fois horizontalement et verticalement a eu non seulement pour effet de décaler les affleurements, mais encore de créer de grandes différences de décapage de la zone charriée entre les deux compartiments de structure pourtant analogue. Les failles de Traligill River et du Loch More, bien qu'ayant eu une action plus modeste, sont sans doute à ranger dans la même catégorie.

En profil, les plans de charriage sont habituellement inclinés doucement vers l'ESE de 10 à 15° en moyenne. Localement on peut passer à l'horizontalité ou même à une pente vers l'Ouest, mais cela est exceptionnel. D'autres indices comme l'étirement des cailloux de conglomérats, la déformation des trous du quartzite cambrien (pipe-rock), indiquent d'ailleurs clairement que le déplacement relatif a eu lieu vers l'WNW pour le sommet et vers l'ESE pour la base. L'évaluation de la translation latérale est une entreprise délicate car les terrains tectoniquement inférieurs sont en grande partie masqués par le recouvrement des leptynites moiniennes. Ces dernières en effet peuvent entrer directement en contact avec le Cambrien d'avant-pays. Comme de plus sa position sommitale assigne à la nappe de Moine une origine plus lointaine qu'aux autres, (nappes à racines internes de Lugeon) il faut bien admettre un déplacement supérieur. On peut l'estimer au minimum à 15-16 km, mais en fait il doit être nettement plus important et E. M. Anderson avance la valeur de 30 km [7]. Pour la nappe de Glencoul, Clough avait utilisé une méthode originale : le décalage des zones à dykes du gneiss lewisien. Le résultat obtenu était supérieur à 10 km [*in* Peach, Horne, ..., 332].

Dans l'organisation interne de la structure, il est bon de faire dès maintenant une distinction d'échelle entre les grands charriages relativement simples et les déformations compliquées qui leur sont associées et qui sont situées en avant des grandes lignes de rupture ou même en pleine zone charriée. Suivant la rigidité du matériel, le style de ces accidents mineurs varie. Dans les quartzites cambriens il affecte souvent la forme d'écailles multiples séparées par des failles inverses subparallèles qui pourraient par la répétition des strates qu'elles occasionnent, faire croire à une grande épaisseur des assises. Le plateau de Plat Reidh, en arrière et au SE du Foinaven, est un bon exemple de ce type de structure. Dans les matériaux relativement plus souples — le Torridonien quand il est épais et quand il comprend des lits argileux —, les plis isoclinaux accompagnés ou non de rupture le long des flancs inverses dominent alors largement. C'est le cas vers le Sud dans la partie orientale de l'île de Skye ou bien dans la région située à l'E du Loch Torridon. Les charriages sont des accidents importants qui se suivent sur de bien plus longues distances. A côté de celui de Moine qu'on peut jalonner à peu près de bout en bout et qui a reçu un nom unique, on peut distinguer d'autres contacts anormaux de grande dimension qui ont été baptisés par des emprunts faits à la toponymie locale : Glencoul, Kinlochewe, Kishorn, etc. Toutefois une exception est à faire pour le plan inférieur que les auteurs anglo-saxons désignent généralement sous le nom de « sole » c'est-à-dire « plancher ». Il forme la limite de la masse exotique qu'il sépare du matériel autochtone. Bien entendu, l'action de l'érosion ne nous permet pas de dire si nous nous trouvons à grande distance ou non du front original du charriage. La rareté des klippes n'implique pas nécessairement un recul modeste. L'âge de ces grands mouvements est en effet suffisamment reculé pour qu'une tranche considérable de terrains ait pu disparaître. Quoiqu'il en soit, il ne faut pas manquer de souligner un fait important qui n'a guère été remarqué jusqu'ici à notre connaissance, la coïncidence remarquable entre le contour externe de la zone bousculée et les quartzites cambriens. Ce grand « coin » de roches résistantes qui s'est insinué en dessous des masses charriées par un mécanisme de sous-chevauchement, a souvent servi de limite au déblaiement des volumes allochtones sus-jacents.

Au-dessus du « plancher » se succèdent des charriages dont on peut saisir parfois la continuité longitudinale si le recouvrement du Moinien n'est pas trop important. Ainsi, la demi-fenêtre d'Assynt permet de distinguer d'Ouest en Est quatre nappes successives : celles de Glencoul, du Ben Uidhe, du Ben More et enfin la nappe de Moine. Dans la partie sud-est de Skye, l'agencement est sans doute plus complexe, car il faut

(1) Un décrochement latéral est dit sénestre quand le déplacement se fait vers la gauche pour un observateur placé au bord de la fracture, dextre dans le cas inverse.

compter au moins cinq nappes différentes dont l'une montre des replis à la fenêtre d'Ord [E. B. Bailey, 20]. Les noms d'origine locale qui ont été donnés aux nappes réservent l'avenir des levés géologiques. Le contact anormal du Ben Suardal par exemple a d'abord été dénommé « charriage de Suardal », jusqu'au moment où l'on a montré qu'il s'agissait du prolongement de la nappe de Kishorn. Dans le même ordre d'idées, il semble bien que les charriages de Kinlochewe et de Kishorn, et peut être aussi celui du Ben More, ne font qu'un seul et même plan de translation. Quel âge respectif attribuer à ces différentes unités tectoniques ? On a d'abord cru, en admettant implicitement une poussée venue de l'Est, que les déplacements les plus occidentaux s'étaient produits les premiers, l'âge étant de plus en plus récent vers l'Est; mais les expériences déjà anciennes de Cadell ont ruiné cette conception. Le charriage de Moine a dû être le premier de la série à naître immédiatement après le développement de la structure imbriquée. La pression se serait communiquée par la suite aux autres masses en provoquant d'autres charriages. Quoiqu'il en soit, le mouvement de Moine a duré plus longtemps et s'est effectué sur une plus grande distance. Il y a d'ailleurs au sein même du Moinien des chevauchements et sans doute de véritables nappes en position tectonique supérieure. Ces accidents ont été signalés depuis longtemps à l'extrémité nord dans le bas plateau d'A'Mhoine. Plus récemment dans les régions méridionales, Kennedy a décrit l'anticlinal de Morar et y a vu une fenêtre traversant l'enveloppe formée par la « nappe de Morar » [248]. Quant à T. N. Clifford, il voit dans le synclinal du Sgurr an Airgid, au NE du Loch Duich, un lambeau de recouvrement de la nappe de Kintail [95].

Suivant la disposition des masses préexistantes, le matériel mis en œuvre, l'ampleur des déplacements et les déformations ultérieures, les charriages calédoniens présentent des styles tectoniques assez différents d'une région à l'autre. Au N du Loch Glencoul, le Torridonien décapé préalablement n'intervient pas : seules entrent en ligne de compte des formations rigides comme le gneiss lewisien, les quartzites cambriens et le Moinien. Les accidents sont simples et se présentent sous la forme de grands plan inclinés réguliers et à peu près parallèles. Ce style cassant se retrouve au NE de Loch Maree où justement la couverture torridonienne partiellement dégagée n'a qu'une épaisseur limitée. Dans la région du Loch Assynt, les accidents restent en général de type rigide mais sont nettement plus complexes, en partie en raison de l'interférence avec un anticlinal contemporain qui laisse apercevoir une succession de charriages inférieurs branchés les uns sur les autres sous un angle faible. Parfois un pli isolé intervient brusquement, comme en arrière du Little Loch Broom où un anticlinal affecte fortement les deux charriages supérieurs (Ben More et Moine) mais nullement le plancher qui a servi de plan de décollement de la couverture exotique. Sans doute s'agit-il d'une avancée tardive des matériaux supérieurs. Mais il arrive aussi qu'à la faveur du matériel, le style souple envahisse l'ensemble des masses charriées. La région comprise entre les extrémités orientales du Loch Torridon et du Loch Maree offre des exemples particulièrement significatifs à cet égard. On y voit dans d'épaisse formations gréseuses où la proportion de quartzite diminue vers le Sud, le passage d'une structure compliquée de lames de charriage à celle de plis isoclinaux plus simples accompagnés de quelques chevauchements. Néanmoins, jamais en Ecosse du Nord-Ouest, à l'exception peut-être de Skye, les roches souples ne sont suffisamment épaisses pour avoir permis de véritables recouvrements sans rupture des flancs inverses, comme cela s'observe dans les nappes helvétiques. A Skye, une combinaison tectonique originale est réalisée à la faveur d'ondulations anticlinales calédoniennes (Ord) ou tertiaires (Suardal). Le matériel rigide inférieur de Cambrien quartzitique très redressé traverse la couverture exotique supérieure, relativement souple et doucement ondulée, de Torridonien en partie argileux. Le contraste est nettement perceptible en bordure des fenêtres des nappes les plus élevées.

Le dynamométamorphisme lié aux charriages semble des plus limités et n'atteint jamais l'ampleur qu'il revêt dans les Hébrides externes. Pourtant en bordure et immédiatement au-dessus du plan de rupture de Moine, s'observent des affleurements plus ou moins importants de roche complètement broyée qui a parfois été exploitée par l'érosion différentielle. Paradoxalement, les leptynites sont beaucoup plus mylonitisées que le calcaire sous-jacent, ce qui ne peut guère s'expliquer que par une formation à un niveau plus profond, la mylonite ayant servi de lubrifiant pour la translation [Mc Intyre, 296]. Somme toute, les mylonites étaient déjà formées quand elles furent déportées vers l'WNW. C'est d'ailleurs la conclusion qui se dégage de l'analyse de structurologie faite par M. R. W. Johnson dans Coulin Forest [238].

Plus récemment, Johnson a confirmé l'existence d'un polymétamorphisme complexe le long du charriage de Moine [239]. Il y aurait eu quatre épisodes successifs en relation avec quatre phases tectoniques. Les mylonites auraient été pour la plupart formées au cours d'une phase orogénique précoce, en quelques zones étroites où se concentraient les mouvements. Ultérieurement par recristallisation et développement de nouveaux minéraux, seraient apparues les roches vertes. Enfin des phénomènes tardifs de cataclase locale auraient marqué la fin de l'orogenèse. D'après Johnson, les mylonites sont à rapporter aux premiers mouvements calédoniens, malgré leur âge relativement reculé.

Le recouvrement par le Moinien masque des structures qui sont visibles dans les charriages plus anciens, comme ceux des Hébrides externes.

e. La couverture de Vieux-Grès-Rouge et les mouvements tardifs *(fig. 21)*

A la fin du Dévonien inférieur, la mise en place des batholites de granite est terminée, et désormais, l'érosion qui s'exerce aux dépens de la chaîne calédonienne et de ses intrusions prend le pas sur les mouvements orogéniques. Peu à peu, les Calédonides sont transformées en une topographie basse mais inégale que recouvre une puissante couverture détritique connue sous le nom de Vieux-Grès-Rouge. La coupure qui sépare le Dévonien inférieur du Dévonien moyen n'est donc pas artificielle. Elle revêt une triple signification : paléontologique, car la faune change brusquement : paléogéographique, car les Vieux-Grès s'accumulent dans une dépression en voie de subsidence qui préfigure le Moray Firth; enfin et surtout morphologique puisque s'effectue le changement décisif, et ici irréversible, qui fait passer une importante montagne à l'état de socle enterré sous ses propres débris. La comparaison avec les vieilles molasses du Torridonien vient immédiatement à l'esprit. Les deux formations à prédominance gréseuses ne sont pas sans analogie, mais sans parler de la cimentation qui est en grande partie fonction de l'âge, des oppositions existent. Le caractère généralement fin de la sédimentation au Dévonien, son allure tranquille et sa disposition rythmique dans l'ensemble s'expliquent par des conditions de dépôt différentes de celles du Torridonien, au moins pendant certaines périodes.

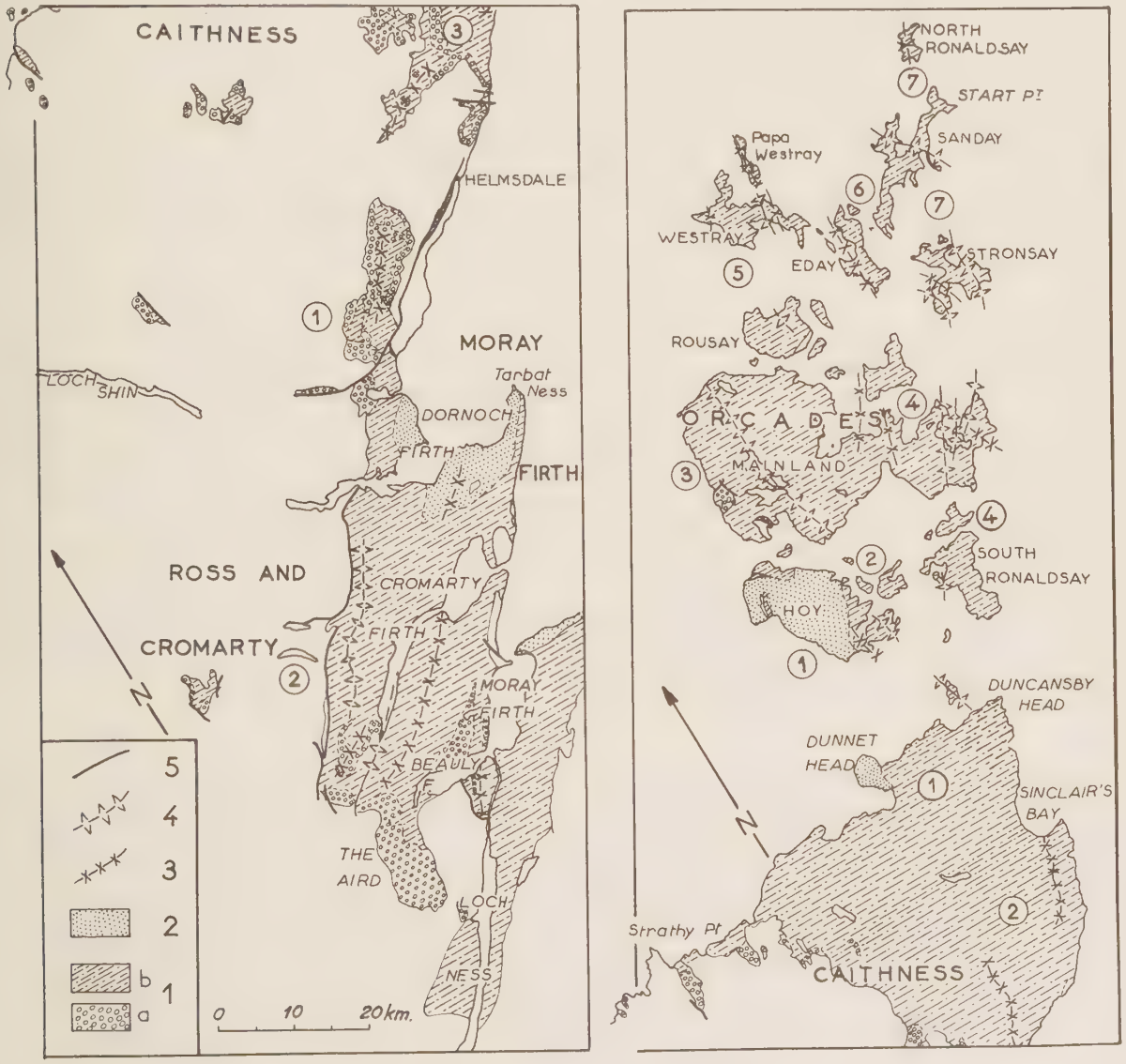


Fig. 21. — *Le Vieux-Grès-Rouge en Ecosse du Nord-Ouest.*
1 : Vieux-Grès-Rouge moyen, a : conglomérats, b : autres faciès; 2 : Vieux-Grès-Rouge supérieur; 3 : synclinal; 4 : anticlinal; 5 : faille affectant la bordure des affleurements.

Les affleurements.

Il faut considérer les affleurements de Vieux-Grès-Rouge de l'Ecosse du Nord comme une portion marginale d'un vaste ensemble qui s'étendait non seulement en Irlande, au Pays de Galles et en Scandinavie, mais encore au Spitzberg et même au Grönland oriental. Les sédiments y sont habituellement affectés par des mouvements calédoniens tardifs, mais à l'inverse de la Scandinavie où les plissements furent très violents et allèrent parfois jusqu'aux chevauchements [O. Holtedahl, 220 et 223], en Ecosse, comme au Spitzberg d'ailleurs, les déformations furent modérées et restèrent limitées à des jeux de failles, quelques manifestations volcaniques et des ondulations.

Actuellement, le Vieux-Grès-Rouge affleure en une longue bande discontinue orientée NNE-SSW puis NE-SW et qui s'étend depuis les îles Shetlands jusqu'au Grand Glen. Elle est jalonnée par Fair Isle, l'archipel des Orcades, le Caithness, la bordure orientale du Sutherland et le Cromarty. On retrouve du Vieux-Grès-Rouge de part et d'autre du Loch Ness et peut-être même, plus au Sud-Ouest, sur la bordure septentrionale du Loch Linnhe. Cette répartition reflète en partie les conditions de sédimentation dans un bassin allongé, ancêtre du Moray Firth et de son prolongement en Mer du Nord. Les caractères de faciès, de profondeur et de stratigraphie nous le confirmeront plus loin. Mais il ne faut pas perdre de vue que les affleurements actuels ne représentent que des témoins résiduels relativement médiocres d'une nappe fort imposante qui devait recouvrir la totalité ou la quasi-totalité du Moinien. Certains vestiges avancés subsistent — souvent grâce à des failles —, à des distances considérables. Si les buttes des deux Ben Griam ne sont qu'à une vingtaine de kilomètres de l'affleurement principal du Caithness, celles des environs de Tongue en sont éloignées de 40 km environ. En outre les conglomérats de base ne sont pas seulement constitués par des débris arrachés au Moinien ou aux intrusions qui le traversent, mais aussi par des morceaux de Cambrien ou de Torridonien qui n'affleurent qu'à proximité de la côte ouest et qui sont donc originaires de cette lointaine région [Peach, 335]. Le chapeau de grès du Meall a'Ghrianain qui monte jusqu'à 780 m d'altitude et qui par endroits atteint 120 à 150 m d'épaisseur donne une idée de l'ampleur de l'ancienne couverture. Cette dernière, en raison de la dénudation partielle du socle moinien, ne subsiste plus guère qu'en trois régions : les Orcades, le Caithness et la bordure du Moray Firth.

Les épaisseurs.

Comme la topographie prédévonienne est accidentée par endroits, les épaisseurs peuvent varier rapidement et dans de grandes proportions d'un point à l'autre, si bien que le socle peut émerger à proximité immédiate des régions de sédimentation puissante. Toutefois, dans l'ensemble, la formation a tendance à s'épaissir d'Ouest en Est puisqu'elle passe en 20 km, de 0 m au pied du Ben Wyvis à 3 000 m dans la péninsule de Black Isle. Même si l'on tient compte de l'érosion ultérieure nous avons là des caractères d'une sédimentation marginale en faveur de laquelle témoigne également la présence de brèches et de conglomérats sur la bordure occidentale. Vers le Nord, il y a en outre un net épaississement dans le Caithness car le total du Vieux-Grès-Rouge y est estimé à 5 500 - 6 000 m. Dans les Orcades, la valeur retenue d'ordinaire est supérieure à 5 000 m.

Assez significative est la répartition géographique du Vieux-Grès-Rouge supérieur toujours en retrait par rapport aux étages moyens. Epais de plus de 1 000 m à Hoy (Orcades), et d'environ 650 m dans le Caithness à Dunnet Head, ce grès souligne grossièrement par ses affleurements le tracé des côtes. On le retrouve en effet sur les deux côtés du Moray Firth, dans les environs de Dornoch et de Nairn et de part et d'autre du Pentland Firth. C'est dire qu'au Dévonien supérieur, au cours d'une phase de sédimentation régressive, la paléogéographie esquissait déjà les grands traits de la morphologie présente de l'Ecosse du Nord-Est.

Les faciès.

Le Dévonien inférieur n'est pas représenté en Ecosse du Nord. Trois faciès principaux se partagent les Vieux-Grès-Rouges moyen et supérieur : des conglomérats et des brèches, des alternances de grès en dalles et de lits argilo-gréseux, des grès friables et généralement colorés avec quelques marnes. Le premier domine à la base de la formation, le dernier au sommet, mais l'essentiel est constitué par le second faciès. Les divisions stratigraphiques ne coïncident pas forcément avec les oppositions de faciès et des grès très voisins se retrouvent par exemple de part et d'autre du plan de discordance qui sépare nettement le Vieux-Grès-Rouge supérieur du Vieux-Grès-Rouge moyen. Il était tentant d'établir une corrélation entre les faciès des divers étages présents dans chacune des régions. Malheureusement les repères paléontologiques sont inégalement abondants et parfois absents. Si le Caithness et les Orcades restent comparables sans trop de difficulté, on ne peut guère étendre sans danger le raccord avec le Cromarty par exemple. Aussi le tableau qui suit est-il une simple esquisse provisoire bâtie d'après les travaux de C. B. Crampton, R. G. Carruthers [112], G. V. Wilson [472] en particulier, et limité aux régions septentrionales (1).

(1) Les chiffres entre parenthèses indiquent les épaisseurs en mètres, les traits horizontaux doubles les discordances.

Caractères d'ensemble	Région de Berriedale	Région de Braemore	Reste du Caithness	Orcades
Vieux-grès-rouge supérieur			(650) Grès de Dunnet Head	(1070) Grès de Hoy
Grès colorés supérieurs				(moy. 735) Grès supérieurs et marnes d'Eday
			Grès de John o' Groats', argiles et marnes (600)	(moy. 650) Grès moyens et inférieurs d'Eday
Alternance de grès en dalles et de lits de grès argileux	Dalles et grès de Berriedale Brèches de Badbea	Dalles et grès de Berriedale Conglomérats du Morven	Dalles et grès de Thurso Lits calcaro-marneux de transition (4000) Dalles et grès de Wick conglomérats d'Ellensgoe	Dalles et grès de Rousay Dalles supérieures de Stromness Dalles inférieures de Stromness (3000) ou congl. locaux de base
Séries rouges de base ("Barren Red Series")	Argiles d'Ousdale	Grès, arkoses et argiles de Braemore ou Brèches de quartzite	Marnes et argiles d'Ulbster	
	Arkoses d'Ousdale et conglomérats de Langwell	Conglomérats de Braemore	Arkoses et conglomérats de Sarclet	

Vieux-grès-rouge moyen

Pour les régions situées plus au Sud, on peut prendre comme stratigraphie-type celle qu'a établie B. N. Peach aux environs d'Alness-Evanton [335]. Bien que les changements latéraux de faciès soient fréquents, la succession d'ensemble ne présente pas de variation fondamentale d'un point à l'autre :

4. — Grès jaunes en dalles. Shales gris, verts ou rouges. Nodules calcaires;
3. — Grès jaunes ou rouges avec lits de galets passant latéralement à des conglomérats intermédiaires;
2. — Shales gris ou verts; dalles et shales argilo-calcaires;
1. — Brèches et conglomérats de base.

Dans les successions plus minces — aux environs de Cromarty par exemple — les termes inférieurs manquent, la série commençant à l'étage 3 qui joue ainsi le rôle de conglomérat de base.

Les formations grossières au contact avec le socle sont d'ordinaire constituées d'éléments à la fois mal classés, mal roulés et disposés en vrac. L'origine du matériel est le plus souvent locale. Gneiss et micaschistes fournissent des cailloux anguleux et les granites des galets un peu mieux arrondis avec une matrice arkosique. Au Meall a'Ghrianain, la roche-mère est le gneiss œillé qui a libéré de gros blocs dont certains atteignent jusqu'à 7 m de long. Quant aux quartzites de la région du Scaraben, ils ont donné naissance à une brèche claire formée d'éléments anguleux et cimentés par des débris n'ayant subi aucune usure appréciable. Ces dépôts dont le transport a été évidemment des plus limités, permettent de jalonner les limites de sédimentation et de vérifier si elles coïncident avec les bordures des affleurements. Mais en fait il est souvent délicat d'utiliser ces formations obliques qui se présentent fréquemment comme des masses en coin passant latéralement à des sédiments plus fins par des digitations imbriquées. Parfois comme le signale A. G. Steavenson aux environs de Stromness (Orcades), le conglomérat remplit les creux et les fissures du socle à tel point qu'il devient difficile de déterminer où commence la couverture et où finit le substratum granitique [411 et A. Godard, 170].

Ce passage progressif très caractéristique des phénomènes d'altération *in situ,* indique en tout cas un déplacement très faible ou nul.

Les conglomérats intermédiaires qui jalonnent souvent la discordance séparant les « Barren Red Series » des dalles du milieu du Dévonien moyen, n'ont pas exactement les mêmes caractères. D'abord la taille des éléments grossiers est généralement plus petite : les plus gros cailloux ne dépassent guère 20 cm de long par exemple au NW d'Evanton. Ensuite la lithologie est plus variée et ne dépend plus aussi étroitement du socle local. Peach fait remarquer très justement que les conglomérats intermédiaires de la région d'Alness-Evanton contiennent des cailloux de Cambrien et de Torridonien venus de loin, depuis la zone côtière occidentale, alors qu'ils sont dépourvus de gneiss œillé dont les affleurements sont pourtant situés immédiatement à l'Ouest. Les blocs de gneiss œillé sont au contraire très fréquents dans les conglomérats de base des témoins gréseux de la région centrale. Il faut donc en déduire que le gneiss œillé d'abord largement exposé, fut plus tard, au moment du dépôt du conglomérat intermédiaire, masqué par une couverture étendue de grès [335].

Les alternances de dalles gréseuses et de lits argileux très caractéristiques de la partie moyenne du Vieux-Grès-Rouge, surtout aux Orcades et dans le Caithness, témoignent d'une allure rythmique de la sédimentation : grès, pélites, shales et argiles avec quelques intercalations calcaires se superposent de manière monotone et parfois sur de grandes épaisseurs. La répétition des mêmes séquences composées de lits fins et bien marqués est assez remarquable. Les faciès pélitique tendres dominent dans l'ensemble avec une couleur tantôt ocre, suivant l'état des oxydes de fer. Toutes les transitions sont possibles avec les bancs de grès plus résistants. De minces couches calcaires apparaissent brusquement par endroits et certains d'entre elles ont une continuité telle qu'elles ont pu servir à établir une corrélation stratigraphique entre les Orcades et le Caithness.

Des grès poreux, friables et colorés en jaune ou en rouge caractérisent habituellement la partie supérieure du Vieux-Grès-Rouge moyen et le Vieux-Grès-Rouge supérieur. Certains sont très calcaires, d'autres passent latéralement à des marnes (ex: : Eday Marls). Les grains nettement perceptibles sont assez homométriques, mais les galets sans être totalement absents sont rares. La stratification, quand elle est bien marquée, montre fréquemment des exemples de disposition oblique.

Les conditions de dépôt.

L'accord est à peu près réalisé sur les conditions de dépôt du Vieux-Grès-Rouge. Aux trois faciès principaux correspondant vraisemblablement trois systèmes d'érosion fonctionnant dans des paysages différents. Les brèches et conglomérats sont évidemment le produit d'une intense ablation continentale en région montagneuse. Certaines brèches comme celles qui frangent la crête de quartzite du Scraben, ne sont autres que des éboulis de gravité descendus sur le versant. D'une manière plus générale, la majorité des éléments grossiers de base ont dû subir un transport très limité répondant pour beaucoup au mode torrentiel. En terrain granitique, nous avons vu que certains conglomérats devaient même dériver directement de la roche en place par altération le long des diaclases. Mais quand la sensibilité à la décomposition chimique s'accroît trop, les formations grossières peuvent disparaître au profit de l'arène qui devient le produit essentiel libéré par le socle. Ainsi est-il intéressant de signaler dès maintenant qu'au contact avec des affleurements de vieux granites d'injection, les grès de la partie occidentale du Caithness sont presque dépourvus de conglomérats. Ces faits auxquels il faut ajouter la constitution d'un important stock d'arkoses impliquent donc un climat dont la tendance à l'aridité était sans doute moins prononcée que ne le pensaient C. B. Crampton et R. G. Carruthers [112]. Il n'en reste pas moins vrai que dans les régions accidentées, l'évacuation des débris devait progresser moins vite que leur accumulation, puisque certains reliefs sont en voie d'enfouissement à cette époque (voir plus haut). Autrement dit, la mise en marche du stock régolitique a dû se faire sur des distances assez courtes. Quant aux conglomérats intermédiaires, ils traduisent certainement un regain d'érosion. Mais plutôt que de faire appel à l'hypothèse gratuite d'une crise climatique, il vaut mieux semble-t-il, en raison de la discordance qui accompagne ces faciès grossiers, songer à une brève reprise des mouvements orogéniques.

Toute différente doit être l'interprétation du changement que matérialise la présence des dalles de la partie moyenne. L'apparition brusque d'un faciès aussi particulier reflète très probablement une transformation du climat dans le sens d'une humidification. Cette explication qui rejoint une idée émise déjà depuis longtemps par Crampton et Carruthers, aurait le mérite d'éclairer à la fois le mode d'élaboration des sédiments et leurs conditions de dépôt. En effet, la dominante de la catégorie pélitique dans les éléments ne peut guère se concevoir en dehors d'un système morphogénétique où comptent surtout les processus d'altération chimique. Par ailleurs, la sédimentation est lagunaire, car elle a des traits typiquement continentaux et la présence d'une faune lacustre ou saumâtre et d'une flore terrestre ne laissent aucun doute à ce sujet. La fréquence des couleurs bleues ou vertes indique clairement qu'avec du fer à l'état d'oxyde ferreux le milieu était réducteur. Faut-il pour autant imaginer un grand lac du genre de celui auquel pensait Geikie : le Lac Orcadie ? Pas obligatoirement. Des plaines étendues d'inondation ou même de vastes deltas peuvent tout aussi bien expliquer les caractères de dépôts qui se sont certainement effectués en eau calme et relativement peu profonde. L'intercalation de quelques lits rougeâtres à oxyde ferrique et la présence de fentes de retrait dans les argiles montrent

bien que des émersions avaient lieu de temps à autre. Quant au rythme régulier comprenant des grès fins, des pélites et des argiles et enfin des calcaires, il ne constitue pas une difficulté. Un approfondissement qui résulterait de l'ajustement de l'écorce au poids des sédiments par une subsidence saccadée, peut en rendre compte. Dans l'ensemble, l'épaisseur et l'homogénéité de la formation témoignent d'ailleurs d'une remarquable adaptation de la valeur de l'enfoncement à celle de l'accumulation.

Le retour à des dépôts plus colorés et plus grossiers, arénacés en grande partie, vers le sommet du Vieux-Grès-Rouge, indique un nouveau changement. Peut-être les mouvements du sol qui se poursuivent en déterminant quelques épanchements volcaniques expliquent-ils cette récurrence de conditions franchement continentales. Il est vrai que des lentilles ou des lits d'argile montrent que les lagunes n'avaient pas entièrement disparu. La couleur rouge qui n'est pas propre aux grès mais peut se retrouver dans les marnes évoque certains sols élaborés sous climat subtropical à saison sèche marquée plutôt que sous un véritable climat désertique (1). Crampton et Carruthers signalent bien quelques traces d'éolisation dans les grès du Caithness, mais Wilson note qu'aux Orcades il n'a pas été observé jusqu'ici de grains ronds à émoussé typique ou de galets de type « dreikanter » [472]. Rappelons qu'au cours du Dévonien, l'Ecosse se trouvait à proximité de la zone intertropicale, et c'est probablement vers une nuance de climat semi-aride qu'il faut chercher un équivalent dans la gamme climatique actuelle.

Les efforts tectoniques et les plis (Tableaux V et VI).

La présence à l'intérieur du Vieux-Grès-Rouge de roches volcaniques, l'existence de plusieurs discordances, les déformations dues à des plissements ou à des failles sont des preuves convaincantes de la continuation des efforts tectoniques au cours du Dévonien et durant les périodes qui suivent. A vrai dire, il n'est pas toujours très facile de séparer ce qui revient à l'orogénie calédonienne de ce que l'on doit rattacher aux mouvements hercyniens, car les datations sont souvent relatives. Mais la distinction a plus un intérêt géologique que morphologique. Ce qui est certain par contre c'est la succession de plusieurs phases de déformations de style différent et répondant à une modification de plasticité d'un matériel auquel s'appliquent des contraintes combinées diversement. Petit à petit on assiste à une réorientation des efforts tectoniques suivant des directions nouvelles qui aboutissent à donner à l'Ecosse septentrionale quelques-uns des traits morphologiques qui la caractérisent actuellement.

La sédimentation du Vieux-Grès-Rouge moyen est interrompue en certains endroits par quelques discordances. Dans la presqu'île de Deerness (Orcades), il y a même des coulées basaltiques interstratifiées. Mais l'épisode tectonique essentiel se place entre le Vieux-Grès-Rouge moyen et le Vieux-Grès-Rouge supérieur. En effet, à ce contact nous trouvons non seulement un plan de discordance aussi net dans l'île de Hoy que dans la péninsule de Dunnet Head qui lui fait face, mais encore un changement radical dans l'intensité des déformations des couches. De plus, dans la partie nord-ouest de Hoy, des cinérites surmontées de coulées de basalte séparent les deux formations gréseuses [Wilson, 472]. Il est clair que la plus grande partie des ondulations qui affectent le Vieux-Grès-Rouge moyen aux Orcades et dans le Nord de Caithness ont pris naissance avant le dépôt du Vieux-Grès-Rouge supérieur. La mise en place des roches volcaniques correspond à une phase tardive de relâchement des efforts qui s'est accompagnée de quelques failles normales masquées par les sédiments ultérieurs. Les émissions volcaniques ont d'ailleurs continué pendant le Vieux-Grès-Rouge supérieur puisque ce dernier est traversé par un neck dans Dunnet Head [Crampton, 112]. A Hoy, les résultats donnés par une étude de tectonique quantitative sont particulièrement significatifs, car les deux étages de grès s'opposent aussi bien pour les valeurs des pendanges que pour leurs directions. Alors que la médiane dans le Vieux-Grès-Rouge supérieur n'atteint pas 5° — valeur anormalement faible aux Orcades — celle du Vieux-Grès-Rouge moyen, 14° 1/2, dépasse la médiane générale de l'archipel [A. Godard, 173]. Ainsi, peut-on confirmer et préciser deux faits déjà connus : 1) l'essentiel des déformations se place ici entre les groupes moyen et supérieur du Dévonien; 2) des mouvements modérés ont continué ultérieurement. De cette manière, il est possible de dater par analogie les ondulations que l'on rencontre ailleurs dans le Vieux-Grès-Rouge du Nord de l'Ecosse. Elles appartiennent à une phase calédonienne très tardive (fin du Dévonien moyen) où les contraintes s'exerçaient encore suivant un axe WNW-ESE ou NW-SE. Par contre, dans les mêmes régions, il serait dangereux de vouloir assigner aux failles un âge un peu postérieur, car les rejeux ont été multiples et en certains endroits ils ont duré jusqu'au Tertiaire.

Dans un matériel aussi homogène que le Vieux-Grès-Rouge moyen, il était tentant d'appliquer les méthodes de statistique des pendages. Grâce à l'abondance des renseignements chiffrés sur les cartes du Geological Survey, elles donnent ici d'excellents résultats qui permettent de préciser les styles tectoniques régionaux *(fig. 22)*.

(1) On a longtemps considéré la coloration rouge comme caractéristique des conditions continentales arides. Il semble pourtant qu'elle ait généralement pris naissance sous climat subtropical à saison sèche marquée. Le climat désertique a pu favoriser la préservation de cette couleur sans avoir pour autant présidé à son élaboration. Pour K. C. Dunham, les lits permo-triasiques rouges de Grande-Bretagne doivent leur pigmentation à une érosion de sols antérieurs subtropicaux [133].

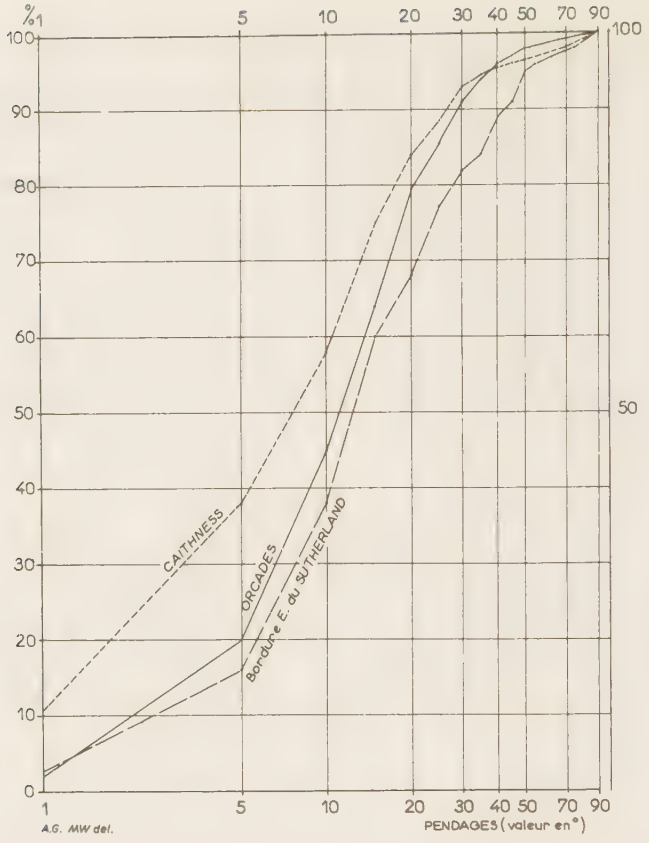


FIG. 22. — *Courbes de fréquence cumulée des valeurs de pendage dans le Vieux-Grès-Rouge du Nord de l'Ecosse.*
(Echelle semi-logarithmique).

Aux Orcades, l'essentiel des conclusions à déjà été publié [A. GODARD, 173]. Les déformations qui s'ordonnent suivant une direction méridienne ou subméridienne sont assez accusées et peuvent aboutir à de véritables plis [G. WILSON, 472]. Mais l'intensité varie du simple au triple suivant les régions. L'établissement d'une carte des valeurs médianes de pendages montre clairement que le long d'une zone axiale étroite allant de l'île d'Eday à South Ronaldsay, les plissements sont beaucoup plus marqués que sur les bordures orientale et surtout occidentale. A l'Ouest, les valeurs sont faibles : à l'Est elles sont moyennes. Cette dissymétrie est d'origine ancienne et existait déjà au Dévonien puisque la sédimentation est à la fois plus puissante et plus complète dans le Centre-Est de l'archipel qu'à l'Ouest. L'opposition se reflète dans la taille et dans la forme des îles. Pour ce qui est des directions de pendages, il faut noter la nette prédominance des secteurs compris entre W et NW qui tient peut-être à des déformations ultérieures d'ensemble, car le Vieux-Grès-Rouge supérieur de Hoy montre précisément ce basculement *(fig. 23)*.

Dans le Caithness, il n'y a en général que de simples ondulations bien moins marquées qu'aux Orcades et la valeur médiane des pendages tombe de 11 à 8. Localement de vigoureuses déformations sont encore possibles, comme le long du synclinal du Morvern grâce à la proximité de l'obstacle du socle (1), mais plus des 9/10 du Caithness sont caractérisés par des pendages moyens ou faibles dont les directions et les valeurs restent uniformes sur de grandes étendues. Les variations, quand elles existent, sont très progressives. Le centre du Caithness est particulièrement typique à cet égard. La valeur des pendages y est remarquablement faible avec une médiane un peu supérieure à 4°, donc la plus basse de toute l'Ecosse du Nord pour le Dévonien. Les directions très hésitantes, à l'exception de la composante générale vers l'Est, ne laissent deviner qu'un synclinal doux orienté NNE-SSW parallèle à la côte. Tout se passe comme si le matériel fort homogène et assez épais avait peu réagi aux efforts tectoniques transmis par un socle éloigné. Vers le Sud le synclinal de Latheron est mieux marqué. Au Nord, il est intéressant de noter que la prépondérance des pendages dirigés vers le Pentland Firth est écrasante. Mais cette flexure W-E qui a permis la conservation du Vieux-Grès-Rouge supérieur est peut-être née postérieurement aux autres ondulations.

(1) Nous avons là un rejeu posthume qui épouse le tracé d'un synclinal moinien.

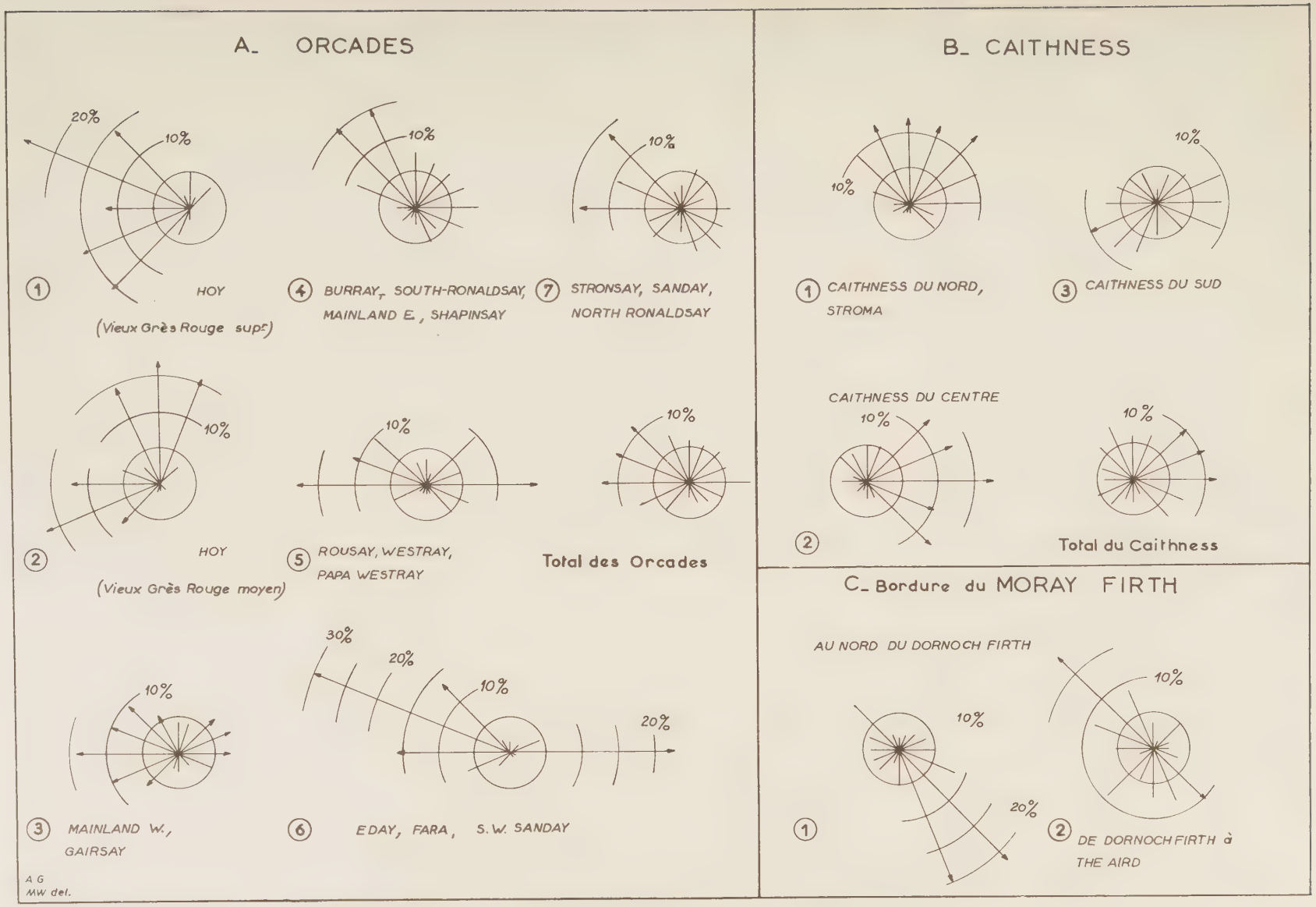


Fig. 23. — *Les directions de pendages du Vieux-Grès-Rouge en Ecosse du Nord-Ouest.*
Les chiffres des cartouches renvoient à ceux de la figure 21.
Seules les directions correspondant à des pourcentages égaux ou supérieurs à 10 ont été fléchées.

En bordure du Moray Firth, depuis Helmsdale jusqu'à The Aird, s'observent des synclinaux et anticlinaux d'orientation générale NE-SW, courts et peu continus, mais parfois bien marqués. Localement et surtout à proximité des bordures nord-ouest et sud-est du socle, les pendages peuvent être très accusés, mais dans l'ensemble, directions et valeurs sont souvent irrégulières (1). De toute évidence la forme du bassin dans lequel s'est déposé le Vieux-Grès-Rouge a conditionné les déformations postérieures. Ainsi s'explique le grossier parallèlisme des axes tectoniques et des bords de la cuvette. La seule exception se situe au Sud où l'expansion du grès de The Aird ne correspond pas à un synclinal mais à un simple placage de conglomérats qui a mal répondu aux poussées. En fait, les plissements s'infléchissent pour converger plus au Nord-Ouest dans la région de confluence des rivières Orrin et Connon où des sédiments relativemen épais sont conservés.

De ce bref examen régional, il résulte que le Vieux-Grès-Rouge a en général réagi de manière souple, par des plissements plus ou moins intenses mais presque toujours bien formés, aux efforts de pression de la fin de l'orogénie calédonienne. Rarement les poussées ont abouti à la naissance de failles de chevauchement par rupture des flancs inverses. Or ce même matériel gréseux est haché par de nombreuses failles normales qui ne peuvent être que la résultante de plusieurs phases de tension à des époques où le socle avait déjà perdu une bonne partie de sa couverture sédimentaire. La présence aux environs de Brora de sédiments secondaires dénivelés montre clairement que les failles ont joué bien après le Dévonien et sans doute, au moins partiellement, jusqu'au Tertiaire. Toutefois le cas des décrochements latéraux est à dissocier du précédent, car ces accidents témoignent d'une organisation différente des contraintes, avec une prédominance des efforts dans le plan horizontal.

Les grandes failles.

Une série de grndes failles orientées NE-SW, à peu près parallèles entre elles et régulièrement espacées, forme un des systèmes tectoniques majeurs des Highlands. Elles s'ordonnent de part et d'autre de la faille principale qui est celle du Grand Glen. Au Nord-Ouest, deux accidents sont bien connus, car en raison des broyages qui les accompagnent, ils ont fixé de remarquables alignements de vallée. Celui du Strath Glass se suit sur plus de 130 km, coupe le granite de Cluanie et déplace à son extrémité nord-est le conglomérat de Vieux-Grès-Rouge. Quant à la faille du Strathconon qui s'étend jusqu'au Loch Hourn sur la côte ouest, c'est davantage une zone de fractures large parfois de plus d'un km, qu'un simple plan de rupture. Le déplacement relatif des bandes de gneiss et de micaschistes de chaque côté de la faille laisse supposer qu'ici a joué un décrochement latéral de type « sénestre ». Mais à tous égards, la dépression du Glen More est bien plus grandiose. Enorme coupure qui traverse les Highlands d'une côte à l'autre, de Tarbat Ness à l'île de Mull sur 200 km, elle a attiré très tôt l'attention par son importance, son allure remarquablement rectiligne et sa longueur. Reconnue comme une vallée de faille par Geikie il y a un siècle, elle a été étudiée avec précision depuis. Bailey notait dès 1916 l'inégal métamorphisme du Moinien dans les deux compartiments (2). Plus tard, Eyles faisait observer toute la vigueur des phénomènes cataclastiques le long de l'accident sur une largeur qui pouvait atteindre 2 km. Mais compte tenu du caractère local des analyses, la faille était le plus souvent interprétée comme une fracture à déplacement vertical. Il faut attendre 1946 pour que W. Q. Kennedy reprenne toutes les données du problème et expose ses idées en une synthèse à la fois solide et brillante [244]. L'auteur fait d'abord remarquer que cette longue faille, à direction constante N 40° E, ne montre pas aux deux extrémités de signes d'affaiblissement. Aussi doit-elle se prolonger fort loin au Nord-Est vers la Mer du Nord où elle vient peut-être effleurer la côte du Caithness (3), et au Sud-Ouest où après l'inflexion qu'elle subit de la part de l'intrusion tertiaire de Mull, elle arrive probablement jusqu'en Irlande. Kennedy insiste sur l'importance des broyages qui affectent à la fois le Moinien, les granites calédoniens et le Vieux-Grès-Rouge. Des fractures secondaires sont branchées sur l'accident principal et courent parallèlement à lui dans son voisinage immédiat. Tous ces caractères rappellent beaucoup ceux de la faille San Andreas en Californie. Comme elle, la fracture du Grand Glen serait pour Kennedy un grand décrochement latéral. En effet, y voir une faille normale est une explication qui se heurte à une série d'objections dont certaines sont très graves. Comment expliquer par exemple la disparition complète du granite de Strontian dans le compartiment sud-est, alors que d'autres massifs de même âge et de mêmes caractères aux environs prouvent bien que l'on reste dans les limites des intrusions calédoniennes ? Comment comprendre les irrégularités considérables de rejet vertical d'un point à l'autre autrement que par un mouvement essentiellement horizontal ? Enfin, le regard de la faille change suivant que

(1) Au S du Dornoch Firth, une faille limite l'affleurement de grès du coté nord-ouest et par conséquent ce sont les pendages dirigés vers le Nord-Ouest qui dominent. Au Nord, c'est l'inverse.

(2) Personnellement, nous avons constaté que dans la région de Fort-William, les valeurs des pendages variaient brusquement. La médiane est deux fois plus élevée au SE qu'au NW de la faille.

(3) Tout récemment, D. Flinn [147] s'appuyant sur l'étude de la topographie sous-marine du Moray Firth, des Orcades et des Shetlands, a montré que la faille du Grand Glen pouvait fort bien se prolonger jusqu'en bordure de la plate-forme continentale, au N de l'archipel des Shetlands. D'après lui, le tracé légèrement arqué serait jalonné par la vallée sous-marine qui sépare la côte du Caithness du Smith's Bank, l'étroit et profond accident nommé " The Deeps " à l'W de Fair Isle. Plus au Nord, on rejoindrait ainsi la célèbre " Walls Boundary Fault " qui traverse les Shetlands en séparant deux ensembles structuraux différents.

tel ou tel terrain est pris comme point de repère. KENNEDY apporte à sa thèse deux catégories de preuves. Les unes ne sont qu'indirectes : ce sont les caractères structuraux de la faille et son association à d'autres grands décrochements parallèles et de même direction. Les autres sont plus précises et plus convaincantes et s'appuient sur le déplacement latéral de trois terrains-témoins. Les complexes d'injection du Moinien et en particulier leur limite occidentale bien nette sont clairement décalés dans les deux compartiments. En outre, comme l'ont confirmé plus tard les travaux de l'auteur, les différentes zones de métamorphisme du Moinien subissent aussi un décalage [245]. Enfin et surtout, les batholites de granite du Morvern et de Foyers ont, malgré quelques différences de détail, une organisation structurale et une composition pétrographique identiques. Les études de MOULD le prouvent d'ailleurs [319]. La masse de Morvern-Strontian à laquelle il manque la partie sud-est est l'exacte contrepartie de la masse de Foyers de laquelle a été soustraite la partie nord-ouest. Ce sont donc deux portions d'une même intrusion qui ont été séparées mécaniquement. L'écart de 105 km correspond précisément à celui du déplacement des anatexites. Aussi KENNEDY adopte-t-il cette valeur pour mesurer l'importance du rejet horizontal. Cette argumentation fort cohérente dans l'ensemble n'a pourtant pas été admise par tous. S. J. SHAND en particulier a formellement contesté l'existence de cannelures horizontales sur le miroir de faille et la présence d'une large zone mylonitisée. Il en tire argument pour nier un décrochement latéral aussi gigantesque [397]. Mais l'opinion de cet auteur n'a guère été suivie. V. A. EYLES et A. G. MAC GREGOR sont très catégoriques dans leurs conclusions : la zone intensément broyée et accompagnée de mylonites existe réellement. EYLES s'appuie sur ses observations de terrain et montre qu'à la zone principale sont associés des plans secondaires et obliques de broyage. La présence de mylonite ou de veines sombres ressemblant aux « flinty-crush-rocks » des Hébrides externes est une preuve supplémentaire. Quant à MAC GREGOR, il aboutit par des analyses pétrographiques aux mêmes résultats [141]. Il y avait d'ailleurs bien d'autres études locales qui concluaient dans le même sens : celle de MOULD pour la région de Foyers [319], de J. G. C. ANDERSON pour les environs de Fort-Augustus, de G. S. JOHNSTONE pour Fort-William [240], et enfin celle de E. B. BAILEY sur les bords du Loch Linnhe. On peut donc raisonnablement admettre que sur une distance de 65 km au moins, entre Foyers et Fort-William, le Glen More est flanqué par une large zone de broyage que caractérisent un état intensément cataclastique et par endroits des mylonites.

En adoptant l'idée de KENNEDY d'un décrochement latéral sénestre, on est conduit, en bonne logique, à imaginer dans un matériel rigide, un système d'efforts axés dans le sens N-S ou S-N. E. M. ANDERSON note que les faits peuvent fort bien s'expliquer par un mouvement venu du Sud et dirigé contre un relief d'orientation W-E [7]. C'est dire qu'une réorganisation complète du système de contraintes avait eu lieu depuis l'époque calédonienne, malgré l'influence évidente des plans de faiblesse préexistants. Doit-on, dans ces conditions, voir dans ce déplacement un mouvement précurseur de l'orogénie hercynienne, plus ou moins guidé par une vieille direction calédonienne ? C'est assez probable, mais la question de l'âge des décrochements latéraux des Highlands n'est pas entièrement résolue. Elle l'est d'ailleurs d'autant moins facilement que ces grands accidents ont dû jouer pendant de fort longues périodes, ce qui est un autre point de ressemblance avec la faille de San Andreas. Le long du Grand Glen, KENNEDY estime que l'essentiel de la translation se place entre le Vieux-Grès-Rouge moyen et le Carbonifère supérieur. En effet, les grès sont broyés et des « essaims » de dykes acides orientés W-E et probablement carbonifères ou permiens ne sont pas affectés par les déplacements. Pourtant LEEDAL signale vers la tête du Loch Arkaig, des dykes de cette catégorie nettement rompus et décalés au passage d'une faille qui est sans doute le prolongement de celle du Strath Glass [265]. JOHNSTONE et WRIGHT font des observations analogues à proximité du Glen More. Mais dans les deux cas, les rejets horizontaux sont des plus limités. KENNEDY a d'ailleurs admis la possibilité de mouvements hercyniens tardifs et posthumes le long des fractures anciennes mal cicatrisées. Il n'exclut pas non plus qu'une partie de la translation a pu se réaliser avant le dépôt du Vieux-Grès-Rouge (mais après la mise en place des batholites de granite). Ce qui est certain en tout cas, c'est qu'à Mull ni les roches volcaniques tertiaires ni les sédiments secondaires n'ont subi de dépacement latéral. La fréquence des séismes le long du Glen More (1) montre pourtant que le réajustement des compartiments de l'écorce n'est pas complètement réalisé.

Un raisonnement analogue à celui de KENNEDY a conduit tout récemment R. DEARNLEY à penser que le Minch et les bras de mer adjacents au Sud jalonnaient une grande faille faisant partie du système tectonique du Glen More [118]. Un examen attentif du Lewisien permet en effet de constater que si les trois grandes zones structurales représentées dans les Hébrides externes et sur le Mainland se font face de part et d'autre du Minch, leurs limites subissent un décalage important (v. plus haut, p. 44). Pour DEARNLEY, seul un grand décrochement latéral est à même de rendre compte de cette particularité. Le long sillon inscrit dans le relief sous-marin sur 275 km environ, depuis la péninsule d'Eye (Lewis) jusqu'au large de la côte est de Barra et au-delà suivant une direction NNE-SSW, pourrait marquer l'emplacement de l'accident. Compte tenu du

(1) Le Glen More est certainement la principale région sismique d'Ecosse et peut-être de Grande-Bretagne. DAVIDSON estime que sur 8 séismes forts, 3 se localisent le long du Grand Glen et il chiffre à 56, dont 5 très importants, le nombre des tremblements de terre entre 1769 et 1906. Les secousses ont parfois été ressenties jusqu'à Lochdonhead et au Loch Buie à Mull, donc sur la partie de la faille qui a été déformée par le volcanisme tertiaire. A. T. J. DOLLAR a relevé, pour sa part, 31 tremblements de terre tectoniques entre 1916 et 1949, le long de la faille du Glen More, un peu plus qu'en bordure des Lowlands [116].

déplacement des unités structurales, la translation se serait faite sur une distance approximative de 125 km, avec un mouvement senestre comme pour le déplacement du Grand Glen. Cette « Minch Fault » aurait été active au même moment que la faille du Grand Glen (Vieux-Grès-Rouge supérieur ou Carbonifère inférieur). Elle ferait partie du même ensemble et aurait été comme elle une manifestation précoce des mouvements hercyniens.

3. — LES SÉDIMENTS ET LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU SECONDAIRE

Il est assez remarquable que la longue période comprise entre le Vieux-Grès-Rouge et le Trias n'ait laissé aucun vestige sédimentaire dans toute l'Ecosse du Nord-Ouest. La seule exception est constituée par un petit affleurement de Carbonifère supérieur conservé sous le Trias grâce à la protection du basalte que dénivelle une faille méridienne dans la baie d'Inninmore (Morvern). Il y a là une centaine de mètres de grès à galets avec intercalations de shales. Ce dépôt de type continental doit jalonner, selon toute vraisemblance, l'extrémité septentrionale des sédiments des « Coal Measures ». Pendant les quelque 125 millions d'années qui correspondent à la durée du Carbonifère et du Permien réunis, l'Ecosse du Nord n'a guère dû connaître que des épisodes d'émersion accompagnés d'une dénudation qu'il est impossible d'évaluer. La tendance au soulèvement se concilierait bien avec l'existence de deux vastes essaims de dykes d'âge respectivement carbonifère et permien, selon A. G. Mac Gregor, et qui sont les témoins d'une phase de tension crustale.

A partir du Secondaire, les repères sédimentaires deviennent nombreux et relativement continus, mais ils restent toujours limités aux bordures. Malgré la faible superficie qu'ils occupent, les sédiments secondaires présentent un intérêt considérable en morphologie, moins pour le rôle direct qu'ils jouent dans le paysage que pour les reconstitutions paléogéographiques qu'ils permettent, grâce à leur répartition, leur faciès et leurs épaisseurs.

a. Les phases de la sédimentation secondaire

Le Trias.

Le Trias se rencontre aussi bien sur les bords du Moray Firth que le long des côtes occidentales. A l'Est, les affleurements suivent de manière discontinue les rivages de la Mer du Nord, depuis la région d'Elgin jusqu'à celle de Brora, où une grande faille a permis la conservation d'une série assez complète de sédiments secondaires. A l'Ouest, les couches triasiques ne dépassent pas vers le Nord la latitude du Loch Broom qui précisément est analogue à celle de Brora. Elles sont surtout présentes, comme les autres couches mésozoïques, sous les basaltes tertiaires des Hébrides internes, de Raasay à Mull. Une telle répartition si étroitement liée à la géographie actuelle peut s'expliquer de deux manières différentes. Ou bien les limites des affleurements sont sans rapport avec la paléogéographie du Trias et ne reflètent qu'une inégalité dans une dénudation bien postérieure, en rapport avec des mouvements d'ensemble relativement récents; ou bien les grands traits du paysage actuel esquissés dès le Trias ont conditionné la sédimentation à cette époque. Le même problème se pose d'ailleurs pour les autres sédiments secondaires, avec cette différence que les dépôts étant marins, les faciès peuvent y rendre de plus grands services. Dans la première hypothèse, on voit mal pourquoi toute trace de Trias aurait complètement disparu de l'intérieur alors que des superficies non négligeables sont encore occupées par du Vieux-Grès-Rouge, plus consolidé il est vrai. L'épaisseur du dépôt est probablement intervenue dans sa conservation et il n'est pas interdit de penser qu'une tendance à l'enfoncement ait pu s'emparer des régions bordières ouest et est dès le Trias, contribuant à la fois à augmenter la puissance du sédiment et à le préserver des attaques de l'érosion. L'examen des terrains mésozoïques nous permettra d'obtenir confirmation de ce qui n'est pour le moment qu'une simple supposition.

Le Trias repose en général sur le socle ou sur les sédiments anciens par une discordance angulaire nette mais souvent irrégulière et qui a été maintes fois signalée. Comme on pouvait le prévoir, la surface de base est plus inégale quand elle est taillée dans le socle que lorsqu'elle est réalisée aux dépens de sédiments anciens moyennement durs. Dans le Nord-Ouest de Rhum par exemple, on voit parfaitement un plan de discordance incliné qui recoupe régulièrement dans l'ensemble des bancs torridoniens. Peach et Horne signalent un fait analogue dans la péninsule de Sleat et remarquent que le Torridonien est teinté de rouge tout autour de l'affleurement [334]. La surface prétriasique a donc été exhumée aux environs immédiats.

Quand la topographie prétriasique est très accidentée, l'épaisseur du Trias varie beaucoup d'un point à l'autre et Lee et Bailey en donnent une illustration saisissante dans l'Ouest de Mull. A Inch Kenneth, le socle disparaît sous la mer et les couches triasiques sont épaisses de plus de 60 m, alors qu'à 4 km plus au Sud, elles ne mesurent plus que 3 m. L'épaisseur augmente de nouveau un peu plus loin jusqu'à 30 m [264]. Il arrive

même que l'amincissement du Trias conduise à une disparition totale. Ainsi, le long du Soay Sound, les laves tertiaires obliques par rapport aux sédiments finissent par reposer directement sur le Torridonien, ce qui prouve qu'à l'Eocène, le Trias était déjà absent(voir plus loin le problème de la surface infrabasaltique dans cette région et ailleurs). Mais il y a mieux puisque Richey et Thomas notent que dans le Sud-Est de la péninsule d'Ardnamurchan, l'absence de Trias permet au Lias inférieur de surmonter directement le socle [375]. Comme le même fait se reproduit à Mull et dans le centre de Skye [J. E. Richey, 373], il devient plausible de penser que la sédimentation du Trias n'a jamais dû atteindre une bien grande ampleur en Ecosse du Nord, au moins dans les secteurs émergés actuellement. Dans le demi-graben qui joint le Loch Ewe à Gruinard Bay, le Trias conservé sous le Lias est relativement épais; pourtant il ne dépasse pas 270 m. Partout ailleurs, sauf peut-être sur la côte du Moray Firth où la base n'est pas visible, les épaisseurs sont plus faibles. Au total, même en faisant intervenir la tranche enlevée par l'érosion dont témoigne la discordance posttriasique, l'accumulation reste modeste. Contrairement au Torridonien ou au Vieux-Grès-Rouge, on ne peut pas imaginer au Trias une couverture épaisse et continue sur de vastes étendues.

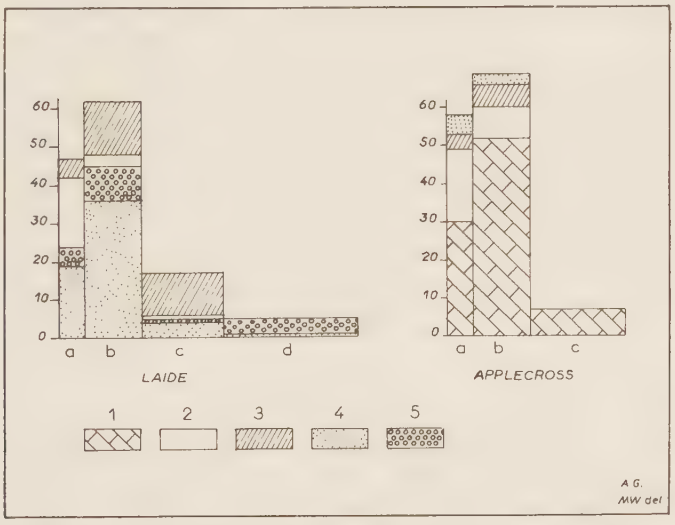


Fig. 24. — *Les conglomérats triasiques de Laide et d'Applecross.*
(Eléments supérieurs à 20 mm). Les chiffres se rapportent à la composition lithologique : 1 : dolomies et calcaires; 2 : quartzites et quartz; 3 : gneiss; 4 : Torridonien fin; 5 : Torridonien grossier. Les lettres minuscules se rapportent aux classes de dimension des longueurs apparentes (en mm) : a : 20 à 49; b : 50 à 99; c : 100 à 149; d : 150 à 200.

Presque toujours les sédiments triasiques débutent par des conglomérats ou des brèches. Il n'y a guère que les environs de Golspie qui ignorent ce genre de faciès, mais, répétons-le, la base y est invisible. Les éléments grossiers sont assez souvent empruntés aux matériaux locaux. A Laide, sur le bord sud de la baie de Gruinard, grâce à de bonnes coupes le long des falaises, il est possible d'examiner facilement les poudingues et brèches du Trias. Des bancs formés de gros galets sont séparés par des lits de grès dérivé en grande partie du Torridonien. Les cailloux ou blocs subanguleux de grès se distinguent d'ailleurs assez mal de la matrice qui les entoure. Un relevé statistique des éléments supérieurs à 20 mm fait apparaître clairement une large prédominance du matériel local qu'est le Torridonien. Un lien semble même exister entre la taille des cailloux et la grosseur du grain (*fig. 24*). Les quartz les plus petits dérivent de veines ou de filons. Quant aux gneiss, leur pourcentage n'est pas négligeable et pourrait indiquer que la formation du Trias s'est élaborée non seulement aux dépens de la couverture torridonienne mais aussi à partir du socle partiellement dégagé. Néanmoins, il convient de rester très prudent car les cailloux de gneiss peuvent être simplement des éléments remaniés du conglomérat torridonien. Dans la péninsule de Sleat, l'origine des poudingues triasiques reste purement locale, puisqu'ils sont constitués de morceaux de Cambrien calcaire ou quartzitique et de grès emballés dans une matrice gréseuse [Peach et Horne, 334]. Dans le Morvern, la composition lithologique du conglomérat reflète assez bien les conditions d'environnement au moment du dépôt. En effet, les cailloux subanguleux dérivent généralement des quartz et gneiss du Moinien des environs [Lee et Bailey, 264], qui devaient former les points hauts du paysage. Au contraire le Carbonifère sur lequel repose le Trias ne fournit que très peu de choses et correspondait donc déjà à une dépression. Quant au granite, il a surtout alimenté le Trias en matériel sableux, ce qui témoigne d'une certaine sensibilité à l'altération.

Parfois la provenance des éléments pose des problèmes plus délicats, quand la roche-origine n'est pas représentée dans les environs. Ainsi le Trias de la vallée de la Rivière Applecross montre dans une matrice rou-

geâtre dérivée du Torridonien, de petits fragments de quartz ou de quartzite anguleux, des gneiss subanguleux, quelques galets de grès bien roulés et surtout une grande abondance de cailloux de dolomie mal roulés (*fig. 24*). A moins d'admettre que le Cambrien ait pu exister dans la péninsule d'Applecross au Trias, ce qui reste hypothétique, il faut faire intervenir un transport sur une distance d'une dizaine de kilomètres au moins. La même difficulté se retrouve à Gribun dans l'Ouest de Mull, où les conglomérats, bien que reposant sur du Moinien, sont constitués de cailloux de Torridonien et de Cambrien. Cette composition implique nécessairement un certain déplacement. La fréquence des éléments roulés à la base du Trias d'Ardnamurchan ou du Sud-Sst de Mull pourrait s'expliquer de la même manière. Quelquefois des éléments anguleux d'origine locale voisinent avec des galets de provenance plus lointaine. Lee et Bailey signalent ce fait à Inch Kenneth (Mull) et estiment la distance de transport à 10 km au minimum [264]. Dans l'île de Raasay, deux catégories de conglomérats séparées par des marnes se superposent [Lee, 263], la bande supérieure comprend des cailloux venus de plus loin que ceux de la bande inférieure, puisqu'on y trouve du Moinien, actuellement situé 30 km à l'Est.

Au-dessus des conglomérats dans la stratigraphie du Trias, s'observent, avec une constance remarquable, si l'on tient compte de l'épaisseur limitée de la formation, des faciès plus fins allant des grès à cailloux aux argiles. Grès fins et marnes teintés en rouge-brique dominent généralement. Mais le fait le plus caractéristique et qui se retrouve presque partout, est la présence de concrétions de calcaire impur pouvant former parfois des lits de plusieurs mètres d'épaisseur. Une silicification poussée, dont il faut bien penser qu'elle est contemporaine si le Trias est recouvert par d'autres sédiments, s'est traduite par la présence de chailles, de nodules de silex, etc. A l'exception de la partie sud-est de Mull, les vrais calcaires font généralement défaut. Par contre, les grès calcaires alternant avec des marnes sont un faciès très courant quand le Trias n'est pas trop mince.

Quelles furent les conditions de dépôt du Trias en Ecosse du Nord ? Ce problème ne soulève pas de grosses difficultés malgré la rareté des fossiles. Mis à part les affleurements de la région sud-orientale de Mull, où des calcaires à concrétions blanchâtres et sableuses, accompagnés de quelques restes organiques ont pu être interprétés comme des sédiments marins [Lee et Bailey, 264], le Trias doit être considéré, dans son ensemble, comme une formation continentale. Les oppositions de faciès entre la base et le sommet n'impliquent pas obligatoirement un changement de climat, bien qu'en certains endroits le passage soit très brutal. La diminution d'énergie du relief peut expliquer l'amenuisement granulométrique. Il est certain que les poudingues et les brèches témoignent d'une intense activité de l'érosion qu'il faudrait bien se garder de mettre sur le compte d'un système morphogénétique à climat franchement aride (1). L'abondance des grès ne doit pas faire illusion car beaucoup de terrains sous-jacents étaient eux-mêmes gréseux. Par ailleurs, comme le remarquent Lee et Bailey, le rôle de l'eau est loin d'avoir été négligeable [264], et tant pour l'émoussé des galets que pour les transports qu'implique la composition lithologique il faut bien faire appel à lui. Quant aux concrétions calcaires, leur examen montre qu'elles se sont formées à partir de solutions dans l'eau [J. F. Scott, 395], sans doute aux dépens du Cambrien, soit par précipitation chimique, soit plus probablement par évaporation. Lee et Bailey notent la ressemblance étroite qui les lie aux dépôts récents de l'Inde (Kankar) ou de l'Afrique tropicale. Plus qu'un climat franchement désertique, c'est un climat tropical à saison sèche bien marquée qui conviendrait à ce type de sédimentation. Il est d'ailleurs à remarquer que les grains de quartz des grès accompagnant marnes et calcaires ne sont généralement pas éolisés. Les observations faites à Ardnamurchan [Richey et Thomas, 375] et à Mull [Bailey et Anderson, 28, Lee et Bailey, 264] concordent bien à cet égard.

Le Lias.

Le Lias inaugure une sédimentation marine qui va durer — avec de nombreuses interruptions il est vrai —, jusqu'au Crétacé supérieur. Le Rhétien n'est qu'une période de transition dont les vestiges sont rares, discontinus et minces. La mer n'a pas encore pénétré partout et son action s'est souvent limitée à un simple remaniement des sédiments triasiques sous-jacents. Aussi le faciès le plus courant est-il un grès calcaire ou un calcaire sableux, comme sur la côte occidentale de Mull. Parfois il y a même passage insensible du Trias au Lias : le rivage du Soay Sound en montre un exemple. Ce n'est qu'aux environs de Golspie, qu'il est possible d'observer des formations grossières relativement épaisses reposant sur le Trias plus fin. Ce faciès détritique inhabituel peut traduire le jeu de la grande faille bordière du Moray Firth qui dénivelle les sédiments secondaires de la région. Malheureusement le terrain n'est pas daté avec certitude car il est dépourvu de fossiles. Peut-être fait-il partie du Trias supérieur.

Avec le Lias inférieur proprement dit, commence une sédimentation de mer plus profonde, bien mieux répartie, souvent plus épaisse et à caractère parfois transgressif, puisque localement à Skye, les couches peuvent reposer directement sur le socle. Le groupe des trois étages hettangien, sinémurien et charmouthien, qui dans la terminologie écossaise reçoivent les noms de « Broadford Beds » et « Pabba Beds », comporte deux faciès différents superposés que l'on retrouve dans la plupart des régions. A la base, sauf toutefois sur la côte orientale, dominent essentiellement des lits calcaires intercalés avec des shales qui cèdent rapidement la place à des

(1) En ce qui concerne la couleur rouge des lits du Trias, voir la note infrapaginale, p. 69.

sédiments arénacés ou pélitiques : shales gréseux et grès. Les calcaires ne sont jamais très épais, mais entre deux bancs marneux ou argileux, ils peuvent être assez compacts. Dans le Sud-Est de Skye, de curieuses bandes de conglomérats formés de cailloux de quartz indiquent clairement que le continent en voie d'érosion n'était pas loin. Au-dessus et en contact brusque, les « Pabba Beds » qui correspondent en gros au Charmouthien présentent un aspect bien plus uniforme à travers toute l'Ecosse du Nord (1). C'est une épaisse série tendre aux caractères lithologiques constants : elle est constituée de shales sombres micacés avec lits argileux et lentilles calcaires ou marneuses. Ces couches argilo-sableuses dépassent 100 m à Mull et atteignent 200 m dans la partie orientale de Skye et à Raasay. C'est désormais dans cette dernière région que vont se localiser les épaisseurs maximales jusqu'au Jurassique supérieur.

Le Lias moyen se reconnaît aisément dans le paysage, car il donne souvent naissance à des escarpements de grès blancs ou clairs. La base raide des falaises du Nord-Est de Skye est taillée dans ce terrain. Ce faciès gréseux traversé de temps à autre par des lits micacés et interrompu parfois par des intercalations argileuses ou des concrétions calcaires, devient généralement très massif vers le haut. Dans l'ensemble, il témoigne d'une diminution de la profondeur de la mer par rapport au Lias inférieur et n'est d'ailleurs représenté que de manière bien plus discontinue, essentiellement à Skye et Raasay d'une part, à Mull d'autre part. D'après G. W. Lee, les fossiles seraient d'eau peu profonde [263].

Avec le Lias supérieur, on assiste de nouveau à un changement brusque de sédimentation qui se répercute dans la topographie actuelle sous forme d'une rupture de pente assez nette. En effet, les terrains du Lias supérieur comprennent avant tout des shales minces qui sont coincés entre les bancs de grès massif situés au-dessus et en dessous d'eux (Jurassique et Lias moyen). Aussi, au niveau de la banquette qu'ils déterminent sur les versants, ils ont tendance à perdre leur cohésion en donnant des glissements de terrain, comme dans le Nord-Est de Skye où l'épaisseur est un peu plus élevée qu'à l'ordinaire. A Skye et à Raasay surtout, ces shales sont surmontés par quelques mètres de calcaire ferrugineux qui contiennent des ammonites remaniées venues de zones qui ne sont pas représentées. Comme par ailleurs tout le sommet du Lias manque, il faut faire intervenir une importante lacune séparant Lias et Jurassique moyen. Elle traduit probablement une émersion survenue après un ralentissement marqué du rythme d'accumulation.

Le Jurassique moyen.

Il débute par de minces couches de shales sableux d'âge aalénien qu'il est morphologiquement commode de rattacher au Lias supérieur. En effet, malgré la lacune signalée plus haut, Aalénien et Lias supérieur forment un tout lithologique qui sépare deux ensembles gréseux résistants. Mis à part ces shales, l' « Inferior Oolite » est avant tout constitué par des grès plus ou moins calcaires très caractéristiques et qui correspondent au Bajocien. La roche se remarque aisément dans le paysage, car elle forme une bonne part des escarpements et falaises sédimentaires, à Skye et Raasay en particulier. On peut la placer au sommet de l'échelle de résistance relative pour les couches du Secondaire en Ecosse, et au Glas Bheinn Bheag (Skye), grâce à une induration par le volcanisme il est vrai, elle domine même le microgranite tertiaire (2). La teneur en calcaire qui diminue généralement vers le haut, est assez variable suivant les endroits. A Raasay où le grès bajocien occupe certainement 200 m au moins, le faciès est très arénacé, alors qu'au voisinage, à Skye, et surtout vers le Sud à Ardnamurchan et à Mull où les épaisseurs diminuent considérablement, il devient nettement plus calcaire, à la base tout au moins. Cette répartition qui n'est pas sans rappeler celle du Lias moyen indique qu'une fosse méridienne axée du Sound of Raasay à la péninsule de Strathaird recevait du continent voisin de puissants apports détritiques, tandis qu'au Sud les dépôts plus lents étaient à prédominance organique.

« L'Inferior Oolite » se termine brusquement vers le haut par des couches minces d'argile et parfois de schistes bitumineux qui forment une séparation nette avec les « Great Estuarine Series », l'équivalent du Bathonien (3). Ce groupe, au contraire du précédent, n'est pas homogène et comprend aussi bien des grès résistants que des shales tendres, des calcaires et même des marnes. Dans la péninsule de Strathaird, les grès manquent et l'ensemble tendre forme contraste avec la série sous-jacente. Par contre, dans le Nord-Est de Skye, existe une assise inférieure de grès résistants qui donne naissance à un bel escarpement. La diminution d'épaisseur vers le Sud est si marquée que les couches bathoniennes disparaissent presque complètement à Mull et à Ardnamurchan. Pourtant la puissance des « Estuarine Series » reste importante à Eigg (140 m), sans doute parce que cette île se trouve dans le prolongement de l'axe de la fosse de sédimentation de Raasay-Strathaird. Sur la côte orientale, on reconnaît comme ailleurs les grès surmontés de shales. Des restes de plantes ligneuses indiquent clairement que la profondeur de dépôt devait y être des plus réduites. Dans les shales et conglomérats

(1) Ce changement brusque de faciès fait penser à une lacune. C'est du moins ce que suggère Lee pour Raasay et l'E de Skye.

(2) Par thermo-métamorphisme, les grès ont été indurés et ont subi une recristallisation plus ou moins poussée [S.M. Smith, 406].

(3) Il est à noter que le terme « d'estuarien » gagnerait à être remplacé par « littoral » car la sédimentation est parfois deltaïque.

Age		Equivalent britannique	N	Côte NW (essentiellt Gruinard Bay Loch Ewe)	Applecross	Skye NE	Raasay	Skye SW et Centre Ouest
Crétacé supérieur	Sénonien		$h^{5\,11}$					
	Cénomanien	Greensand	$h^{5\,1}$ h^{5}				Grès glaucon• âge ?	Grès à sil Grès glauc
Jurassique supérieur	Kimméridgien		g^{12}			shales		
	Corallien		g^{11}			(12) shales		
	Oxfordien		g^{10}			(45) shales, argile		
	Callovien					grès		
Jurassique moyen	Bathonien	Cornbrash	g^{9}				(6-7) Calc.	
		Great Estuarine Series	g^{7}			(180) shales grès	(75) shales grès calc.	
	Bajocien	Inferior Oolite	g^{5}			(120) grès calc. grésX	(240) grès grès calcaire	
Lias supérieur			g^{3}			(20) calc. ferr. shales	(4-7) calc. fer. shales	
Lias moyen		Scalpa Beds	g^{2}			(> 30) grès	(75) grès + shales sablX	
Lias inférieur	Charmouthien	Pabba Beds					(300) shales mica. grès arg.	
	Sinémurien	Broadford Beds	g^{1}	argile calc. sableux	(45) shales gr. + grès		grès	grès, calc. et shales
	Hettangien			calc. + arg.	calcaire		calc. + shales	calcaire
	Rhétien		fg				(10) grès calc. + shales	grès calc. + shales
Trias			f	(270) grès argiles + marnes conglomérats et brèches	marnes, grès + conglom. grès à silex et cailloux conglomérat grossier		(15-20) congl. + grès marnes conglomérats	conglomérat et brèches

N = notation des cartes du Geological Survey.
Les chiffres entre parenthèses indiquent les épaisseurs en mètres pour l'ensemble du groupe délimité.
S = type de sédimentation (M = marine ; C = continentale ; L = Littorale ; E = estuarienne).
D = échelle de dureté de I à VI.
Les traits horizontaux doubles indiquent les discordances majeures ou les lacunes importantes.

e SE Est	Rhum, Eigg	Ardnamurchan	Morvern	Mull Ouest	Mull Est	Côte Est (bordure NW du Moray Firth)	S	D
alcaire	(5) calcaire grès calcaire conglomérat		(0-1) craie silicifiée	(3,5) craie silicifiée			M	II
			(20-24) argile	(9) grès quartz blanc			M-L	
lcaire	(0,6) grès calcaire marnes glauc.		grès quartz. blanc grès à galets grès à glaucon*	grès glaucon* vert	(3-12) grès glaucon* vert		+ C ? M	IV I
					shales	(> 200) shales + grès argil* + brèches, grès	M-L	II-IV
es grès galets	(≥ 10) shales					grès + shales calcaire + grès calc.	M	I-II III
						(140) grès shales, sable, shales.	M	I-IV
						calcaire + grès calc.		III
							M	III
lcaire	(140) shales + calcaire grès calcaire shales, congl.				(7-0) shales	(18) shales + argiles, grès	L-E	I-IV
grès		(35) grès calc. gr. + shales			(25-30) grès calc. gréseux		M	VI
shales		(6) shales			(9-0) shales		M	II
+ gres		(10-12) sable			(12-60) grès		M	V
nales rès arg.		(30) shales sableux	(60) shales sableux	(15) shales sableux	(140) shales sableux	shales		I-II
						argiles + calc.	M	
e + grès om.		shales + calc. compact	calcaire + shales	calcaire + argiles et marnes alternées		grès argiles		II-III
ompact alcaire			grès, âge ?	(12) calcaire sableux grès calcaire		(75) grès à galets et conglomérat	M	II-III
								II
arnes		(faible-0)	(95-20)	(60-3)		marnes + calc. chailles	C	
t mérats	grès et conglomérats	grès rouges + conglomérats	grès, sables conglomérats + brèches	grès calcaire (silex) conglomérats + brèches	calcaire conglomérats + brèches	grès		IV

d'Eigg, il y a d'ailleurs des vestiges de reptiles. Aussi faut-il considérer comme essentielle la signification paléogéographique du Bathonien : c'est une interruption majeure dans la sédimentation franchement marine du Jurassique. Dès la fin des « Great Estuarine Series », les dépôts marins ont repris et sont représentés par quelques mètres de calcaire du « Cornbrash » à Raasay.

Le Jurassique supérieur.

Avec le Jurassique supérieur, les épaisseurs diminuent sensiblement dans les Hébrides internes du Nord, alors qu'elles prennent une grande ampleur en bordure du Moray Firth. A Mull, c'est une lacune presque totale.

Au-dessus des quelques mètres de grès calcaire du Callovien, l'Oxfordien est constitué principalement par des shales sombres argilo-gréseux. Sur la côte est où la formation oxfordienne atteint 140 m, les faciès sont plus variés et aux shales s'ajoutent, vers le haut, des grès parfois calcaires, les « Brora arenaceous Series », qui occupent tout le tiers supérieur. Dans l'ensemble des régions occidentales, Oxfordien et Callovien ne sont représentés que de façon très discontinue par des bancs minces. La présence de Corallien reposant parfois directement sur le Bathonien a été le plus souvent interprétée comme l'indice d'une émersion accompagnée d'érosion au cours de l'Oxfordien. D'ailleurs il est significatif que dans la péninsule de Strathaird, la base du Corallien soit jalonnée par des lits de galets de quartz et de quartzite. De bas en haut, on rencontre des conglomérats, des grès à galets, des grès micacés et calcaires et enfin des shales. Cette série corallienne est typiquement transgressive. Une succession analogue s'observe à Eigg, mais J. D. Hudson a montré tout récemment qu'il fallait la rattacher au Crétacé supérieur. Comme une bonne part de ce qui a été dénommé « Corallien » est en fait du Crétacé supérieur, Hudson pense que la discordance admise jusqu'ici sous le Corallien n'existe pas en Ecosse occidentale [227].

A l'exception de quelques affleurements très limités de shales dans le Nord-Est de Skye et le Sud-Est de Mull, le Kimmeridgien n'est connu que sur la côte orientale. Il y atteint d'ailleurs un développement assez remarquable puisque, suivant les auteurs, son épaisseur est estimée de 200 à 450 m. Au-dessus de grès massifs, alternent des sédiments argilo-gréseux, des shales et une brèche très curieuse à éléments parfois énormes surnommée « Boulder-Beds ». Cette formation, qui est sans équivalent dans les couches de même âge des autres régions britanniques, revêt une importante signification régionale. Bien représentée sur l'étroite plate-forme de sédiments que la grande faille NE-SW guidant le tracé de la côte a dénivelé en contrebas du socle, elle a une puissance qui peut varier de quelques mètres à une centaine de mètres. Le matériel des blocs est le plus souvent emprunté au Vieux-Grès-Rouge, parfois au granite. La matrice est calcaire. Les éléments grossiers assez mal classés sont cependant moins hétérométriques qu'ils ne paraissent à première vue et les valeurs de la plus grande dimension apparente s'ordonnent bien autour de la médiane qui est de 7 cm à l'Est d'Helmsdale (*fig.* 25). La plupart sont subanguleux ou mal roulés, mais les vrais anguleux sont rares. Nous sommes donc obligés d'admettre qu'un certain classement a eu lieu au cours d'un transport limité mais non négligeable. Le simple éboulis de gravité est exclu. Voir dans ce conglomérat un dépôt littoral des mers jurassiques, comme le pensait Mac Gregor, est difficilement soutenable car le façonnement marin aurait donné naissance, le long d'une côte à falaises exposée, à des émoussés supérieurs dans ce matériel. Il faut que les débris aient été soustrait rapidement à l'action des vagues. L'hypothèse de Bailey et Weir suivant laquelle ces « boulder-beds » représenteraient les accumulations sous-marines d'un talus d'escarpement de faille en activité, est plus plausible, car elle s'accorde mieux avec les faits et en particulier avec les épaisseurs signalées. Précisons bien que pour nous, les cailloux proviennent d'un continent situé à proximité immédiate d'une mer profonde et séparé d'elle par une côte tectonique. Le soulèvement du compartiment continental a permis le dégagement partiel de la couverture et un début d'exhumation du socle gneissique et surtout granitique. Deux conclusions paléogéo-

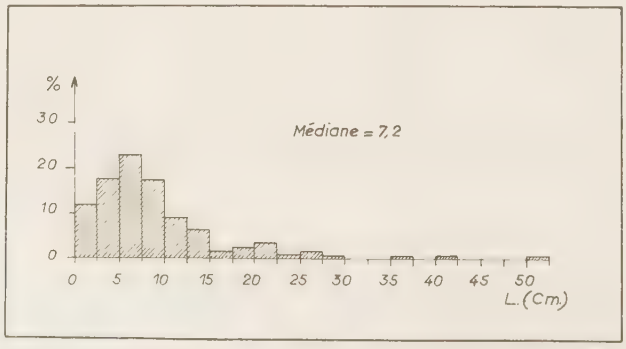


Fig. 25. — *Histogramme des longueurs des éléments du conglomérat kimmeridgien à Helmsdale.*

graphiques essentielles sont à tirer de ces observations : 1) une fixité assez remarquable du rivage par rapport au tracé actuel; 2) un jeu — ou un rejeu —, de la faille de l'Est du Sutherland (qui n'est peut-être qu'une branche du grand accident du Glen More) en plein milieu du Secondaire.

La discordance du Crétacé sur le Jurassique.

A vrai dire, il ne s'agit pas d'une manifestation isolée. A l'autre extrémité de l'Ecosse, sur la côte ouest, des mouvements se sont également produits. Sans parler des multiples pulsations que nous avons pu repérer tout au long du Lias et du Jurassique, la discordance généralisée du Crétacé sur le Jurassique et l'absence complète de dépôt du sommet du Jurassique et du Crétacé inférieur dans toute l'Ecosse du Nord, indiquent clairement qu'une longue phase d'émersion accompagnée d'érosion a pris place à cette époque. Dans la partie ouest de Mull, le Crétacé repose directement sur le Rhétien et le Jurassique a presqu'entièrement été décapé. Dans le Morvern et le Sud de Mull, les lacunes sont un peu moins importantes mais tout aussi significatives. A Skye, Peach et Horne ont même démontré que des accidents tectoniques avaient accompagné cette période d'exondation. L'exemple de la faille de Camasunary mérite d'être mentionné. Cette grande faille à regard oriental traverse Skye un peu à l'W de la péninsule de Strathaird suivant une direction NNE-SSW et doit se poursuivre plus au Sud entre Rhum et Eigg. Grâce à un rejet qui doit dépasser 300 m, elle opère une séparation fondamentale dans la répartition des couches sédimentaires. A l'Ouest de son tracé, tout vestige de sédiment du Jurassique moyen ou supérieur a disparu, et les laves tertiaires reposent directement sur le Lias, le Trias et même le Torridonien. A l'Est au contraire, se retrouve dans Skye une série stratigraphique presque complète qui monte jusqu'au Corallien inclus. Toute l'opposition entre Rhum qui n'a plus qu'un placage de Trias au Nord-Ouest et Eigg qui conserve un épais Bathonien et du Corallien, peut s'expliquer de manière analogue. Il est relativement aisé de fixer avec précision l'âge de cet accident, puisque l'Oxfordien est dénivelé tandis que le Crétacé discordant ne l'est pas.

En définitive, aussi bien sur la côte est que sur la côte ouest, nous avons la preuve que vers la fin du Jurassique et le début du Crétacé, des mouvements d'une grande ampleur se sont manifestés suivant des directions générales qui esquissaient déjà les grandes lignes de la géographie actuelle.

Les sédiments crétacés.

En dehors des Hébrides internes et du Morvern, les sédiments crétacés en place ne sont pas représentés en Ecosse du Nord. Toutefois l'existence de l'énorme bloc erratique de grès crétacé de Leavad (Caithness) qui mesure plus de 200 m de long et qui a été dragué dans le fond de la Mer du Nord par la glace, laisse supposer que les affleurements ne sont pas limités à la côte ouest.

Malgré une épaisseur faible ou très faible qui ne dépasse jamais 25 m, le Crétacé des Hébrides est réparti sur une étendue relativement vaste, puisqu'on le retrouve de Skye à Mull. Mais les étages supérieurs ne s'observent que dans un domaine restreint qui comprend la côte ouest de Mull, le Morvern et sans doute Eigg. Au total, la superficie occupée par les affleurements est fort petite. Ce fait tient à trois causes différentes : 1) les roches sont en grande partie masquées par le basalte, car leur fragilité ne leur a guère permis de subsister hors de cette protection; 2) avant la mise en place des coulées, une part importante des couches sédimentaires avait été enlevée par l'érosion qui suivit leur dépôt; 3) l'accumulation des sédiments a été assez faible car elle s'est faite dans une aire marginale en bordure d'un continent. Les deux derniers points méritent plus ample examen et seront précisés ultérieurement. Notons cependant dès maintenant que l'absence totale de Crétacé inférieur et la lacune complète du Turonien dans le Crétacé supérieur ne peuvent guère s'expliquer que par des émersions à ces deux époques.

Les premiers sédiments observables datent du Cénomanien. Ce sont des grès tendres ou des sables, nettement teintés en vert, quand ils sont humides, par la glauconie qu'ils contiennent. D'origine évidemment marine, ces « greensands » à grain fin, sont souvent riches en calcaire mais peuvent comporter des nodules de silice. Ils sont parfois surmontés par quelques lits de grès à galets (ex. : Carsaig Bay).

Au-dessus dans la stratigraphie, sont des grès très différents, blancs ou clairs, constitués par des grains beaucoup plus gros et souvent parfaitement arrondis. La proportion de silice peut atteindre 99 % à Lochaline, ce qui fait de cette roche pure un matériau de choix pour les industries de l'optique. Les bancs de grès blanc apparaissent quelquefois dans la topographie : au Beinn na h Uamha, ils donnent des ressauts qui contrastent avec les pentes supérieures rougeâtres du basalte; à l'Est du Loch Aline, ils forment même une belle cascade qui surplombe en encorbellement les sables verts.

Quelques bancs de craie en général très silicifiée surmontent le reste du Crétacé à Mull et dans le Morvern, deux régions où la succession est plus complète qu'ailleurs. Les fossiles ont permis de dater cette formation du Sénonien. Il n'est pas sans intérêt de signaler, comme le firent Lee et Bailey, que le sommet de la craie, quand il est visible, montre souvent des fissures et des crevasses remplies de sables quartzeux à gros grains arrondis [264]. L'ensemble silicifié craie-sable est parfois recouvert par un poudingue à galets plus ou moins bien roulés. Ainsi

sur le bord ouest du demi-bray de Upper Achnacroisk (Mull), le contact entre basalte et sédiments se suit bien grâce à un conglomérat à silex dont l'épaisseur peut dépasser un mètre (1).

Si le Crétacé supérieur d'Ecosse occidentale montre beaucoup d'analogies avec celui d'Irlande, la craie d'Antrim est moins silicifée et bien plus épaisse. Cette différence tient sans doute à une émersion plus précoce de Mull et du Morvern qui a permis l'attaque par des agents continentaux d'érosion d'une couverture crayeuse moins complète.

Des variations de faciès du Crétacé supérieur, on peut tirer d'intéressantes indications concernant la paléogéographie et les paléoclimats de cette époque en Ecosse. Dès la fin du siècle dernier, le caractère arrondi des gros grains de quartz dans les grès blancs avait attiré l'attention de Philipps. Goodchild fut le premier à songer à l'action du vent, mais E. B. Bailey a repris l'ensemble du problème pour finalement élaborer une synthèse désormais classique [17]. Dans le dépôt marin des sables verts, la taille des éléments est trop petite pour qu'une action d'émoussé efficace ait pu se faire sentir. Par contre, les gros grains des grès blancs (D = 0,2 à 0,4 mm) sont parfaitement arrondis et certainement éolisés (2). Mais comme le ciment contient des traces de coquilles marines dans les parties supérieure et inférieure, il faut sans doute y voir un sable éolien projeté dans la mer. Un remaniement de matériaux anciens est douteux, car les grains du Trias et du Jurassique sont anguleux. Quant à la craie, elle a subi, une fois émergée, l'influence d'un climat sec puisqu'elle est abondamment silicifiée et traversée par des fissures remplies de grès à matrice siliceuse et à grains ronds et grossiers. Finalement Bailey conclut à la persistance des conditions désertiques depuis le Cénomanien jusqu'au Danien compris, c'est-à-dire jusqu'au Tertiaire. Au Crétacé supérieur, la sédimentation a dû se faire en bordure d'un continent désertique chaud car les restes de faune et de flore sont des fossiles de mer chaude et peu profonde. Le caractère purement organique des couches sénoniennes n'est pas une difficulté, au contraire, puisqu'en climat aride les apports terrigènes ne peuvent se faire jusqu'à la mer faute d'organismes fluviaux.

A partir du moment où la craie a été exondée, les conditions continentales ont de nouveau prévalu. Elles se sont poursuivies pendant la périodes qui a précédé les émissions volcaniques tertiaires et même durant l'épanchement des coulées basaltiques. Mais le climat avait changé entre temps. En effet, si la silicification affecte les sables descendus dans les poches de la craie, la présence en dessous du basalte de lits de conglomérats et de lentilles de décomposition argileuse témoigne clairement d'une humidification du climat, avant même le début de l'activité volcanique. Les minces intercalations de lignite, sables et galets dans les laves et l'existence de « couches à feuilles » prouvent bien que le climat humide s'est maintenu au moins au début du Tertiaire [E. B. Bailey et E. M. Anderson, 28].

b. Les caractères de la sédimentation secondaire

A la lumière du panorama chronologique de l'ère secondaire qui vient d'être dressé, nous devons maintenant tenter de dégager ce qui fait l'unité de la sédimentation mésozoïque en Ecosse du Nord, après quoi nous serons à même de saisir les grandes oppositions régionales au cours des diverses phases de leur évolution.

A l'exception du Trias, la sédimentation a été le plus souvent au Secondaire de type marin, mais l'origine des dépôts est restée étroitement tributaire des apports fournis par un continent voisin. Il suffit de regarder les faciès pour s'en convaincre. Les sédiments organiques ne constituent qu'une faible part du total et les calcaires sont rarement épais et continus. Ce n'est guère qu'au Sénonien qu'apparaît la craie, grâce à des conditions climatiques arides qui tarissent l'alimentation minérale. Mais ce cas très particulier et peu durable d'ailleurs mis à part, la prédominance des accumulations terrigènes est écrasante. Sur les quelques 950 m que représentent, par exemple, les terrains liasiques et jurassiques à Skye, en moyenne, les calcaires comptent seulement pour 12 %, les grès pour 35 %, et les sables pour 53 %. Nous sommes donc en droit de nous demander si la sédimentation marine n'est pas restée durant tout le Secondaire purement marginale (3). La réponse à cette question présente évidemment beaucoup d'intérêt en morphologie. Précisons tout de suite que la faible distance du continent n'implique nullement des profondeurs réduites, bien que les deux caractères soient souvent liés, et c'est pour éviter toute ambiguité, que nous avons omis d'employer ici le terme de sédimentation littorale. Des arguments de valeur inégale entrent en ligne de compte dans cette discussion :

1) Aucun affleurement visible de Secondaire n'est distant de plus d'une dizaine de kilomètres de la côte, mais cette répartition littorale des sédiments peut traduire des limites d'érosion elles-mêmes en relation avec

(1) Le conglomérat d'Eigg, d'abord daté du Corallien, est sans doute à rattacher également au Sénonien [C. G. Adams, 2].

(2) Dans ce grès, il est aisé de détacher les grains à la brosse métallique puis, après lavage à l'acide oxalique de les observer à la loupe binoculaire. On constate alors que la formation ne contient pratiquement que des grains de quartz. La plupart sont mats (bien que cet aspect soit souvent limité à une partie de la surface); et une forte proportion, qui dépasse 50 % pour les tailles supérieures à 0,125 mm, est constituée par des grains ovoïdes ou sphériques (voir le tableau VIII-5 in fine). De toute évidence, nous avons affaire à une formation homogène typiquement éolienne où les grains ronds et mats prédominent largement, surtout pour les grandes tailles. Ce n'est qu'à partir des dimensions inférieures à 0,125 mm que s'abaisse brusquement l'indice d'émoussé global et que disparaît la matité superficielle.

(3) Cette idée a déjà été exprimée par King pour les Iles Britanniques et par Holtedahl pour la Scandinavie. [Voir à ce sujet A. Guilcher, pp. 25-25, 195].

des mouvements récents. Pourtant la couverture dévonienne plus ancienne — mais plus résistante il est vrai —, n'a pas cette étroite localisation côtière qui se retrouve dans les petits affleurements de Secondaire à l'île d'Andöy en Norvège, au Spitzberg et au Grönland.

2) La multiplicité des discordances et des lacunes reflète bien une instabilité chronique de la sédimentation. Des tendances répétées à l'émersion ne seraient guère concevables dans un domaine franchement océanique et éloigné des terres. De la base du Trias au sommet du Crétacé, il n'y a pas moins de huit coupures dans la stratigraphie.

3) L'épaisseur des terrains sédimentaires est au total assez modeste : même dans les régions les plus favorisées, elle ne dépasse guère 1 000 m. Bien sûr, l'érosion est intervenue à plusieurs reprises, mais c'est une preuve supplémentaire du caractère durable des émersions avant même la mise en place de la carapace protectrice des laves tertiaires.

4) Les faciès sont nettement dominés par des dépôts hétérogènes d'origine continentale, comme nous l'avons déjà noté plus haut. Les calcaires qui comptent peu dans l'ensemble ne forment que des intercalations minces et discontinues. L'abondance des sables dans les sédiments marins du Jurassique moyen est particulièrement frappante. Quelques récurrences de faciès grossiers sont même des preuves irréfutables de la proximité immédiate de la côte à certaines époques. Les conglomérats du Rhétien sur la côte est, ceux de l'Hettangien à Skye, les « Boulder-Beds » kimméridgiens de la bordure du Moray Firth en sont des exemples significatifs.

5) Les témoignages paléontologiques sont parfois éloquents. Des faunes benthiques littorales se retrouvent aussi bien à l'Hettangien qu'au Lias moyen et surtout au Bathonien où les caractères biologiques ont permis de déceler une sédimentation de type littoral. La présence au Jurassique moyen d'espèces autochtones d'ammonites dans la région des Hébrides est une preuve indirecte de l'existence d'une barrière à cette époque entre la Mer du Nord et la côte occidentale [L. J. Wills, 470]. La craie sénonienne elle-même s'est déposée à profondeur modérée, comme l'indiquent les fossiles (1).

Une telle convergence de preuves rend très vraisemblable l'hypothèse selon laquelle la sédimentation marine du Secondaire se serait faite essentiellement en bordure d'un continent resté en grande partie émergé. A la stabilité d'ensemble de la masse continentale, dont témoigne la granulométrie généralement fine des sédiments, se serait donc opposée l'instabilité des bordures le long de zones privilégiées occidentales ou orientales.

Mais une émersion aussi durable implique de très lourdes conséquences. Tout d'abord, il devient impossible d'invoquer pour toute la région centrale la présence d'une ancienne couverture sédimentaire aujourd'hui totalement disparue pour comprendre des phénomènes d'inadaptation du réseau hydrographique. En outre, reconstituer à partir des aplanissements rencontrés dans le socle les vestiges d'une ancienne pénéplaine exhumée de son manteau de sédiments secondaires est une entreprise vouée à l'échec. Quand Linton fait d'une surface « sous-cénomanienne », aussi régulière qu'hypothétique, le point de départ de toute l'évolution morphologique qui conduit au paysage actuel de l'Ecosse, il raisonne dans l'abstrait [277]. Inconsciemment il applique le concept d'une couverture continue de craie valable pour le Sud de l'Angleterre mais difficilement utilisable en Ecosse, en l'absence de tout vestige, dans la partie centrale du Mainland tout au moins. Il est donc peut-être plus sage de renoncer à une surimposition généralisée qui se heurte à trop de difficultés pour apparaître vraisemblable, même si la preuve irréfutable d'une émersion continuelle de l'Ecosse du Nord pendant tout le Crétacé reste impossible à donner pour le moment.

D'autre part, la persistance des conditions continentales durant le Secondaire a dû favoriser le façonnement d'aplanissements à la fois étendus et réguliers, mais dont l'identification devient en même temps très difficile. Les faciès conglomératiques ou bréchiques du Trias indiquent une vigoureuse destruction. Mais dès le Rhétien, et jusqu'au Crétacé inclus, les dépôts fins qui dominent très largement laissent à penser que de simples retouches d'érosion successives se firent dans des plans peu différents et sans apporter aux mers environnantes des volumes considérables de matériaux. Du même coup s'éclaire la valeur relativement modeste de l'épaisseur des sédiments accumulés pourtant au cours d'une longue durée d'émersion des terres voisines. Ce schéma implique sinon une stabilité totale du centre du continent, du moins des déformations modérées et lentes qui ne sont pas incompatibles avec l'existence sur les bordures des brèves crises tectoniques que révèlent certaines intercalations brusques de faciès grossiers.

c. Les oppositions régionales

Néanmoins sous l'angle régional, il est nécessaire de nuancer quelque peu ce tableau d'ensemble, car les renseignements apportés par la stratigraphie permettent de déceler des oppositions qui ne sont pas à négliger dans une reconstitution paléogéographique.

Nous savons peu de choses de la paléogéographie du Trias. Les seuls sédiments marins conservés — et ils sont douteux —, sont situés dans la partie est de l'île de Mull. La bordure de la mer n'était pas éloignée, car

(1) Par l'étude des minéraux lourds, Hudson vient de montrer que les sédiments crétacés d'Eigg dérivaient du socle métamorphique du continent [237].

les dépôts assez épais du Morvern et de l'Ouest de Mull, à proximité, sont continentaux. Selon toute probabilité, cette région méridionale devait correspondre à l'époque à une zone déprimée, dont l'emplacement était proche du creux que jalonnent les couches carbonifères du Morvern. En tout cas le Trias s'amincit énormément sous le Lias vers le Nord et disparaît même en certains points d'Ardnamurchan. Il faut atteindre des latitudes nettement plus élevées comme celle d'Applecross et surtout celle du Loch Ewe pour voir réapparaître des épaisseurs plus grandes. De l'autre côté, le long de la Mer du Nord, la puissance du Trias dont la base n'est pas visible semble également assez importante. Le Rhétien dont la répartition est bien plus proche dans les autres régions de celle du Trias que de celle du reste du Lias, y est d'ailleurs relativement épais. Au total, dès le Trias, trois zones déprimées qui sont représentées dans le paysage actuel sont déjà esquissées : le Moray Firth, le North Minch et les environs du Firth of Lorne. Toutefois, les deux dernières sont séparées, de Raasay à Ardnamurchan, par un seuil transversal à faible sédimentation.

C'est le jeu vertical et les déplacements latéraux de chacun de ces trois ombilics qui vont commander toute l'évolution paléogéographique du reste de l'Ere secondaire, mais les changements essentiels ne coïncident pas forcément avec les grandes coupures stratigraphiques. Ainsi c'est à partir de l'Hettangien, que prend naissance un trait géographique de première importance encore invisible au Rhétien. Le long d'un creux méridien axé de Raasay à la péninsule de Strathaird et à l'île d'Eigg, l'accumulation de sédiments va prendre jusqu'à la fin du Bathonien, une ampleur inconnue ailleurs. L'ensemble des couches conservées y atteint plus de 700 et même 800 m, alors que sur la côte est, le total ne doit pas excéder 150 m et dans la partie orientale de Mull guère davantage. La subsidence de l'Est de Skye l'emporte donc provisoirement sur celle des deux autres régions et remplace plus ou moins celle du North Minch pour laquelle les documents font défaut à partir du Lias. Un canevas qui va durer jusqu'au Tertiaire est constitué. Il comporte à l'Ouest deux cuvettes dont l'enfoncement est sans doute compensé par une surrection bordière. La coïncidence avec les deux principaux centres volcaniques tertiaires, Skye et Mull est évidente et s'explique justement par la localisation des efforts crustaux les plus intenses. C'est donc une véritable préfiguration de la géographie du Tertiaire qui s'ébauche. Entre les deux cuvettes, subsiste nettement une région de hauts fonds à faible sédimentation couvrant Ardnamurchan, le Morvern et la partie ouest de Mull. La tendance positive a dû s'y maintenir puisque le socle affleure largement dans les vestiges que sont la péninsule de Ross of Mull, les îles de Coll et Tiree par exemple.

Avec le Jurassique supérieur, l'importance respective des zones de subsidence se modifie et c'est la bordure du Moray Firth qui prend la première place. A Skye et aux environs, l'accumulation est beaucoup plus faible. A Mull, elle ne compte presque plus et l'émersion qui se généralisera au Crétacé inférieur y commence assez tôt : peut-être dès la fin du Jurassique moyen. L'enfoncement du Moray Firth est compensé par un soulèvement bordier de la partie orientale du Sutherland qui fournit d'abondants débris au bassin de la Mer du Nord. Mais il reste néanmoins modéré jusqu'au Corallien. En revanche au Kimméridgien, l'exagération des déformations aboutit au jeu de la grande faille d'Helmsdale au pied de laquelle s'accumulent les « boulder beds ». C'est à peu près à la même époque, ou un peu plus tard, qu'en tension analogue dénivelle l'Ouest de Skye par rapport à l'Est, le long de la faille de Camasunary. Ces deux accidents majeurs d'orientation à peu près semblable, et contemporains ont le même regard est ou sud-est. Peut-être ont-ils légèrement rejoué avant le volcanisme tertiaire.

La localisation des sédiments du Crétacé supérieur essentiellement limitée au Morvern et à Mull et dans une moindre mesure à Eigg, est assez significative. Cetet fois, c'est la cuvette méridionale qui l'emporte, ou bien parce qu'elle connaît après le dépôt du Cénomanien, un mouvement positif plus tardif ou plus modéré que le reste des Hébrides internes, ou encore en raison d'une ampleur plus grande de la sédimentation.

En définitive, l'histoire bien mouvementée à laquelle nous assistons sur les bordures de l'Ecosse du Nord-Ouest au Secondaire est l'indice d'une instabilité tectonique qui ne fera que s'accentuer au Tertiaire. Ainsi s'expliquent les nombreuses variations de faciès, les alternances répétées d'émersion et d'immersion elles-mêmes responsables des lacunes et discordances liées à l'érosion d'une partie des sédiments. L'importance des dépôts terrigènes traduit d'ailleurs bien ces remaniements réitérés. Néanmoins nous avons pu constater que les mouvements ne se font pas de manière désordonnée, mais au contraire suivant un dessin d'ensemble qui très tôt préfigure l'organisation des grands traits d'un paysage qui se révèlera au Tertiaire comme l'ancêtre direct de la topographie actuelle.

4. — LE VOLCANISME TERTIAIRE

a. Caractères d'ensemble *(fig.26)*

Les manifestations volcaniques tertiaires de l'Ecosse occidentale sont à replacer dans un ensemble plus vaste qui est celui de « la province de Thulé ». En effet, dans toute la partie septentrionale de l'Atlantique

— Irlande, Ecosse, Färö, Islande, Jan Mayen, côtes ouest et est du Grönland —, nous retrouvons le même entassement de coulées de laves où sont parfois intercalés quelques sédiments et qui sont recoupées par des amas intrusifs et des dykes tardifs. Aux analogies pétrographiques s'ajoutent de remarquables ressemblances dans l'histoire géologique de ces régions pourtant éloignées. Partout, ou presque, s'observe la même succession des trois épisodes principaux suivants : émission de laves fluides à dominante basaltique; volcanisme plus explosif développé dans quelques grands centres locaux; mise en place de dykes nombreux en « essaims ». Les palagonites sous-basaltiques du Grönland occidental rappellent les tufs et brèches de Skye et l'histoire volcanique du Grönland oriental pourrait se calquer point par point sur celle d'Ecosse [G. W. Tyrrell, 451]. Des intrusions assez particulières comme les feuillets coniques (" cone-sheets "), ont été notées aussi bien en Islande du Sud-Ouest qu'en Ecosse. Enfin les conditions continentales de dépôt des coulées basaltiques sont un facteur supplémentaire d'unité d'autant plus inattendu que le domaine actuel est avant tout océanique. Faut-il voir dans les vestiges de l'époque présente les témoins d'un continent nord-atlantique disloqué ? Nous l'ignorons, mais si le seuil qui relie le Grönland à l'Ecosse était volcanique, les affleurements émergés ne formeraient qu'une portion bien réduite — 1/10 peut-être —, du domaine en question. Il est peu douteux en tout cas que l'archipel de St Kilda situé en bordure de la plate-forme continentale britannique, l'îlot de Rockall à 300 km plus à l'Ouest, et le banc de Porcupine au large de l'Irlande, représentent des jalons méridionaux de cette province volcanique. A Rockall, les dragages ont rapporté des basaltes semblables à ceux de Skye, Mull, Antrim, et traversés par des intrusions granitiques [J. E. Richey, 373]. Tous ces témoins sont trop réduits pour donner une idée de l'ampleur des éruptions volcaniques tertiaires, mais assez disséminés cependant pour permettre d'imaginer l'étendue de la Province Nord-Atlantique. Malgré l'indéniable unité de cette dernière, malgré d'évidentes relations entre des parties complémentaires d'ensembles maintenant divisés — Rhum et les îles voisines par exemple —, il serait dangereux de croire à une ancienne et globale continuité spatiale rompue ultérieurement. Cette conception n'est peut-être même pas valable à l'échelle d'un pays comme l'Ecosse occidentale, car rien ne nous prouve qu'Arran a eu autrefois une jonction superficielle avec les autres volcans d'Ecosse ou d'Irlande, bien que cette hypothèse ne soit pas à exclure.

Si les centres volcaniques tertiaires recoupent des formations variées allant du Précambrien au Crétacé supérieur, leur localisation n'est pas pour autant indépendante de l'organisation préexistante du relief et de la structure. Les volcans d'Ecosse et d'Irlande s'alignent sur une droite d'orientation méridenne qui se suit depuis le Nord de Skye jusqu'au Slieve Gullion et aux Mourne Mountains sur plus de 300 km. La coïncidence avec une ligne de faiblesse fait peu de doute et le prolongement jusqu'à l'archipel des Färö est assez vraisemblable (1). Mais cette répartition coiffe une zone qui était sensible à la subsidence tout au long du Secondaire, et nous avons vu comment, relativement tôt, se dessinaient les cuvettes de Skye-Raasay et de Mull-Morvern. Arran est une unité du même genre. Les emplacements ne sont d'ailleurs pas le fait du hasard, car ils traduisent concrètement le croisement avec d'anciennes cicatrices : faille de la bordure des Lowlands pour Arran, faille du Grand Glen pour Mull, et peut-être charriage de Moine pour Skye, à moins que ce ne soit pour Rhum et Skye la grande faille de Camasunary. En outre, nous avions déjà remarqué plus haut que la règle de compensation approchée des volumes de Fourmarier pouvait fort bien s'appliquer en Ecosse, puisqu'aux plus hauts reliefs du continent correspondaient sur les côtes occidentales les fossés de subsidence accompagnés de manifestations volcaniques. Il est donc clair que les épanchements ont jalonné les aires de tension maximale de la croûte en bordure d'un continent en voie de soulèvement. Que ce mouvement positif ait augmenté d'intensité au Tertiaire, c'est quasi certain; mais nous devons néanmoins remarquer que les déformations ont suivi un schéma ébauché dans ses grandes lignes dès le Secondaire, malgré quelques remaniements de détail au cours des diverses pulsations. Il faut renoncer semble-t-il à voir au Tertiaire un bouleversement brusque et radical aboutissant à une réorganisation totale du relief (2). Les édifices postiches des volcans tertiaires, aussi grandioses qu'ils aient été, n'ont pas dû oblitérer fondamentalement les traits majeurs du paysage, à l'exception de quelques régions bien délimitées.

Dans la succession compliquée des événements qui jalonnent l'histoire du volcanisme tertiaire, c'est la chronologie qui doit nous guider. Par ses trois épisodes principaux :

— épanchement des vastes coulées basaltiques;
— formation des gros complexes éruptifs;
— mise en place des essaims de dykes,

elle nous fournit en effet des divisions majeures simples.

(1) Plus à l'Ouest, un autre alignement N-S joignant le banc de Porcupine à Rockall est également possible, mais les vestiges sur lequel il s'appuie sont des plus réduits.

(2) Rappelons qu'au Spitzberg, les émissions volcaniques datent du Crétacé inférieur.

b. Les premiers épisodes volcaniques et les grandes coulées de laves

Bien que les premières manifestations volcaniques aient été, surtout au N de la latitude d'Ardnamurchan, explosives, puisqu'elles sont accompagnées de projections diverses, l'essentiel, pour ne pas dire la quasi-totalité, des dépôts de base est constitué par des coulées étendues de laves principalement basaltiques.

Le premier stade, surtout effusif, a donc été caractérisé par un volcanisme régional qui a laissé d'imposants vestiges. Malgré l'intervalle de temps dont a pu disposer l'érosion jusqu'à nos jours, les plateaux de laves couvrent encore en Ecosse 2 000 km^2, dont 1 100 pour Skye, 725 pour Mull et 125 pour le Morvern [J. E. Richey, 373]. Les épaisseurs résiduelles sont parfois considérables puisqu'elles dépassent certainement 600 m à Skye et atteignent 900 m à Mull. Mais en fait la puissance totale des coulées est assez variable d'un point à l'autre, car elle dépend à la fois de l'importance des émissions, des inégalités du soubassement, et des vicissitudes du décapage ultérieur. A Rhum, par exemple, Harker signale que la base des coulées varie en altitude de 180 à 300 m, à Eigg, du niveau de la mer à 120 m [201]. Le meilleur exemple est probablement le Morvern : les basaltes relativement épais au Nord du Sound of Mull cessent très rapidement vers le Nord-Est, à tel point que leur épaisseur peut passer de 370 m au Sithean nan Raplaich à 60-75 m seulement sur la butte du Beinn na h-Uamha située à 5 km au Nord-Est [J. F. Scott, 395]. Cette observation ne peut être interprétée comme le simple résultat de l'érosion, car les coulées supérieures débordent les coulées inférieures. La basalte a fossilisé ici la bordure septentrionale très inclinée de la cuvette de Mull, dont la partie centrale est recouverte par une masse fort épaisse de laves. Nous retrouvons donc en Ecosse un des caractères essentiels des accumulations basaltiques : les flots de lave ont submergé les régions les plus basses grâce à une fluidité qui explique l'extension considérable. La prédominance marquée des laves sur le matériel de projection, la rareté des cônes sont également typiques [G. W. Tyrrell, 450]. Des sills traversant les sédiments sous-jacents ou même les coulées sont parfois associés aux épanchements de cette première phase de volcanisme régional.

Les agglomérats volcaniques.

A la base des formations basaltiques, des brèches, tufs, lapilli, cendres et agglomérats volcaniques de toutes sortes ont été signalés en plusieurs endroits. Les fragments dérivent en partie de matériel volcanique et en partie de matériel étranger sédimentaire ou non. Ces dépôts qui ont été souvent remaniés en conglomérats lités par les agents subaériens, proviennent de volcans d'explosion dont on aperçoit parfois les restes. Ainsi un vestige de cratère, rempli de brèches grossières avec blocs de basalte et de Jurassique, a été repéré dans le Centre-Est de Skye par Peach, Horne et Woodward [334]. De même, Harker note en bordure du Soay Sound un petit volcan qui perce le Crétacé et le Lias et qui a donné naissance à une masse bréchique [200]. Mais les plus beaux exemples sont à rechercher dans l'île de Canna et à Rhum où les projections prennent une ampleur inconnue ailleurs. Dans la partie est de Canna, sur la coupe naturelle de la falaise de Compass Hill, il y a près de 90 m de matériaux où alternent des amas de fragments anguleux sans stratification visible et des conglomérats bien lités. Le passage progressif d'un groupe à l'autre montre bien que les eaux courantes ont remanié des accumulations successives de roches pyroclastiques. Ces dernières se retrouvent à la base des coulées à Muck [Harker, 201]. Plus au Sud, vers Mull, on ne trouve plus guère en-dessous du basalte qu'une argile rouge assez répandu bien que peu épaisse (moins de 3 m) et qui est pour Bailey le résultat de la décomposition d'une cendre volcanique préexistante [28]. Un intervalle de temps non négligeable a donc suivi ces premières manifestations du volcanisme et a dû permettre à l'érosion de déblayer une grande part du matériel fragile des projections avant que le reste ne soit mis « sous-scellés » par le basalte.

Les laves basiques.

Les émissions répétées de laves basiques qui suivirent l'épisode explosif sont d'une importance directe plus grande en morphologie, car elles représentent un volume considérable qui se traduit actuellement par des plateaux étendus à surface monotone mais à bords escarpés. La roche dominante est le classique « basalte des plateaux », sombre avec de beaux cristaux jaunes d'olivine plus ou moins décomposés et des zéolites. C'est un type banal représenté dans bien d'autres régions du globe (Pacifique). L'abondance en olivine en fait parfois une « océanite ». Ce basalte alterne avec une autre variété très pauvre en olivine qui n'est pas sous-saturée et que les auteurs britanniques désignent sous le nom de « tholeiitic basalt ». Nous pouvons l'appeler dolérite sans limiter ce terme aux catégories intrusives. Assez souvent, le basalte se charge de gros feldspaths et prend l'aspect d'un « basalte demi-deuil ». Quant à la « mugearite » surtout présente sur les versants du Ben More de Mull, c'est une variété assez claire relativement alcaline riche en paillettes d'albite orientées qui lui donnent un aspect lamellaire [Bailey, 29]. A côté de ces roches basiques largement représentées, existent quelques types de transition comme les laves « trachybasaltiques » de Rhum — c'est-à-dire des roches intermédiaires

entre les trachytes et les dolérites —, ou bien les andésites à augite du Sud-Est de Skye; mais elles comptent peu dans l'ensemble et il est assez remarquable que pendant la première moitié de cette longue phase de volcanisme régional effusif, aucun épanchement de lave acide n'ait eu lieu. Ce n'est que plus tardivement que des coulées de ce genre se sont déposées. Le pechstein qui forme le piton connu sous le nom de Sgurr of Eigg en est probablement un reste, du moins d'après Geikie et plus tard Bailey qui y voient un remplissage de vallée creusée dans le basalte. Harker l'interprétait au contraire comme une intrusion [200 et 201]. A Skye, sur le versant nord des Cuillin Hills, subsistent des vestiges de coulées de trachyte et de rhyolite séparées par des projections et interdigitées avec le basalte. L'ensemble bien qu'assez épais (plus de 500 m) est peu continu [Harker, 200].

Les basaltes ont été modifiés par les actions hydrothermales au voisinage des intrusions qui suivirent leur épanchement. A Mull, dans les limites de la pneumatolyse, le basalte de plateau gris-pâle comprimé et métamorphisé réagit comme une roche amorphe à la décomposition superficielle. L'olivine est altérée et l'albite remplit en abondance avec l'épidote de très nombreux joints [Bailey, 29]. Parfois le basalte est induré par une véritable cuisson comme au-dessus des lochs Uisg et Bà à Mull et au sommet du Glamaig à Skye. D'une manière générale, à proximité des complexes intrusifs, les laves perdent leur caractère lité et leurs intercalations de dolérite. Le fait est clairement visible à Skye aussi bien qu'à Rhum ou à Muck [Harker, 201].

La succession la plus complète dans l'empilement des basaltes s'observe à Mull où les laves sont plus épaisses qu'ailleurs. De la base au sommet se succèdent : des dolérites en colonnes, bien visibles à Staffa, et qui ressemblent beaucoup à celles d'Antrim (Chaussée des Géants); puis une masse considérable de basalte à olivine et enfin un groupe plus clair où abondent parfois les phénocristaux de feldspaths. Présente au Ben More, cette dernière subdivision comprend elle-même en son milieu 90 m de mugearite (1) [Bailey, 29]. A cet ensemble s'ajoutent des laves plus récentes mais qui appartiennent à la seconde grande phase, de volcanisme local, et qu'il vaut mieux pour cette raison étudier plus loin : ce sont les basaltes « de type central ».

La structure interne.

La structure interne des coulées est intéressante à considérer, car elle commande la topographie de détail des plateaux basaltiques. Pour les basaltes qui n'ont pas subi de transformation par les intrusions postérieures, le profil en escaliers des versants est assez caractéristique. Il répond à une organisation comprenant des alternances de basalte massif et de couches de scories basaltiques. Dans l'Ouest de Mull par exemple, nous avons une superposition de trois subdivisions à peu près égales avec de bas en haut : des colonnes prismatiques massives régulières et droites, puis des colonnes plus petites et plus serrées, irrégulières et parfois ondulées et enfin des scories dont les vacuoles dues aux gaz sont remplies de minéraux qui forment des amygdales : zéolites, calcite, quartz, calcédoine, etc. [Bailey, 29]. Un mince lit de scories peut se retrouver à la base des coulées. Il importe de souligner que la séparation entre basalte et scories est souvent irrégulière et Tomkeieff signale à Rhum que dans des coulées dont la partie centrale est formée de dolérite compacte et les bordures inférieure et supérieure de basaltes vésiculaire, le passage est souvent graduel d'une roche à l'autre [436]. Aussi est-il difficile de retenir l'explication proposée par Harker. Ce dernier avait remarqué à Skye l'opposition des basaltes à structure fine, amygdaloïdes en beaucoup d'endroits et des dolérites à texture cristalline souvent prismées et sans amygdales. Il avait interprété la seconde catégorie qui forme les traits saillants du paysage comme des sills [200]. Ainsi, sur les cartes du Geological Survey, les basaltes furent-ils lardés de très nombreux sills de dolérite qui d'ailleurs s'amincissaient ou même disparaissaient au voisinage des grands complexes intrusifs. Ce dernier caractère s'accorde pourtant mieux avec des coulées qu'avec des sillls et Harker reconnaissait lui-même la persistance et la régularité du parallélisme entre basalte et dolérite. En outre, Bailey fit remarquer qu'au contact entre les deux roches, il n'y avait pas de signe de refroidissement comme le long des autres intrusions [29]. Il semble donc, en définitive, que beaucoup d'affleurements de dolérite cartographiés à Skye comme feuilles intrusives ne soient rien d'autre que les cœurs de coulées composites. La mugearite peut d'ailleurs être associée au basalte de la même manière, sans qu'il soit nécessaire de faire appel à une origine intrusive [Kennedy, 343]. Bien entendu, pour les épaisses feuilles qui traversent le Jurassique du Nord de Skye, la mise en place effusive ne peut être envisagée, et la présence de sills est certaine.

L'épaisseur individuelle des coulées est assez variable d'un point à l'autre, puisqu'elle s'échelonne entre 3 et 50 m. Mais dans une région donnée, elle peut être relativement constante : à Mull, elle est souvent de 15 m par exemple. Il semble qu'elle soit plus forte dans les deux plus grands ensembles volcaniques. A Skye des maxima de 30 m et à Mull une valeur de 55 m ont été observés tandis que les épaisseurs de Rhum sont de 7 à 10 m, celles d'Ardnamurchan de 3 à 5 m seulement. Néanmoins dans l'ensemble, les chiffres sont modestes et semblent indiquer un épanchement de laves très fluides et très chaudes.

(1) Malgré leur extension tout à fait locale, les laves acides et intermédiaires de Skye représentent peut-être un épisode contemporain de celui du « groupe clair » du Ben More of Mull, où les basaltes sont plus alcalins.

Les conditions continentales.

Les coulées se sont certainement épanchées dans un milieu continental, car à l'exception des caldeiras, les pillow-lavas sont absentes. De nombreux indices, comme la présence de sols et de plantes, viennent d'ailleurs confirmer cete vue. En dessous des basaltes, quelques lits de conglomérats traduisent bien le changement de climat intervenu depuis la phase aride du Crétacé supérieur. Façonnés par le travail de l'eau, ils remanient des silex ou de la craie silicifié en plusieurs endroits de Mull. Les abondants conglomérats compris dans les projections volcaniques de Canna ont pour HARKER une origine fluviatile peu douteuse, car ils sont lités ou lenticulaires et composés de roches étrangères venues d'assez loin. A Ardnamurchan, comme à Mull ou dans le Morvern, une « argile rouge » qui comprend parfois à la base des grains arrondis de quartz d'origine désertique a été signalée en beaucoup d'endroits. Son élaboration exige un climat humide et sans doute assez chaud. BAILEY y voit le produit de la latéritisation des cendres volcaniques les plus anciennes. De texture fine et sans litage, elle a une couleur qui varie du rouge sombre au noir en passant par le brun-pourpre foncé. Elle est parfois accompagnée par de minces couches de lignite où ont été retrouvés des pollens fossiles qui appartenaient à des plantes subtropicales.

D'autres dépôts jalonnent souvent la partie supérieure scoriacée des coulées de basalte, partiellement décomposée avant l'épanchement des laves qui a suivi. Parfois, une petite discordance témoigne d'une érosion contemporaine qui prouve que des coulées successives ont pu être séparées par un laps de temps non négligeable. Le climat continuait d'être relativement humide puisque des conglomérats se retrouvent çà et là. Dans la partie sud-ouest de Skye, ils sont subhorizontaux et alternent avec des lits de tufs fins. Leur disposition et l'émoussé des galets qui les composent rappellent les caractères des poudingues de Canna que GEIKIE interprétait déjà comme les alluvions d'une rivière coulant vers l'Ouest [200]. A Rhum, de beaux exemples de conglomérats rentrent dans cette catégorie. Ceux qui subsistent entre les collines de Minishal et de Fionchra, sont visibles sur plus de 5 m d'épaisseur. Le ciment friable est un tuf basaltique partiellement réduit à l'état d'argile brune par la décomposition. Les galets dont la taille est comprise généralement entre 10 et 15 cm, mais qui dépasse parfois 40 cm, sont bien roulés. Ceux de grès torridonien sont sains mais ceux de basalte sont souvent très altérés avec exfoliation. Sous les mugearites du Fionchra, dans la moitié inférieure du versant de la colline, une nette encoche très continue marque une intercalation de poudingues qui repose sur du basalte altéré. Malgré quelques brèves interruptions, cette formation dont la puissance est comprise entre 0,50 m et 1,60 m se suit sur 120 m environ. Le matériel ressemble à celui de l'Ouest du Minishal et est formé essentiellement de basalte et de grès torridonien. Dans l'ensemble, les galets sont fort bien arrondis; beaucoup relèvent du nez vers l'Ouest, ce qui indique un ancien écoulement dans cette direction (1). La compétence de l'agent de transport était peut-être dépassée par certains blocs mal émoussés : l'un d'eux a une longueur apparente de 0,70 m et une longueur réelle sans doute plus grande encore. Quelques ombilics évasés sont remplis par le gravier anguleux qui sert de matrice au conglomérat. Nous avons donc en définitive les restes d'un lit de cours d'eau allongé d'Est en Ouest approximativement et qui a travaillé dans des conditions de climat humide où la décomposition était appréciable. Cette dernière est d'ailleurs prouvée en maints endroits par la présence de lits ou de poches de terre rouge appelée « bole » et qui proviennent sans doute de la formation *in situ* d'un sol dans l'intervalle de temps séparant deux coulées successives. C'est du moins l'opinion la plus couramment admise, car on ne peut pas *a priori* exclure la possibilité d'actions hydrothermales dont T. F. W. BARTH a montré toute l'importance en Islande [32]. Les phénomènes de convergence sont donc à craindre et ce problème sera à discuter plus longuement quand nous aborderons la question des systèmes morphoclimatiques et des types d'altération au Tertiaire.

Les couches d'Ardtun, dans l'Ouest de Mull, ont un intérêt tout particulier car elles ont conservé des restes organiques importants. Certains lits à feuilles (Leaf Beds) comprennent en plus de galets de lave ou de silex et des sables quartzeux anguleux, de minces bandes d'argile et de shales alternant avec des vestiges de végétaux d'une forêt d'arbres à feuilles caduques. Des feuilles de platane, noisetier, chêne ... et des pollens témoignent d'un rafraîchissement du climat par rapport à l'époque prébasaltique, mais l'existence de l'araucaria montre néanmoins que les températures restaient élevées. Peut-être avions nous l'équivalent d'un climat méditerranéen (2). En tout cas, l'analogie est plus frappante avec la flore du Tertiaire inférieur du Grönland qu'avec la flore subtropicale éocène de l'Europe du Sud [28].

L'âge.

Si les basaltes d'Ecosse sont certainement tertiaires, puisque nulle part dans le Crétacé supérieur on ne rencontre de débris volcaniques, on discute encore parfois leur âge exact. Les flores des lits à feuilles furent

(1) Il semble d'ailleurs que le lit de galets subhorizontal en général, montre en quelques endroits une légère pente de 2-3° vers l'Ouest.

(2) Un morceau de bois très minéralisé de châtaignier ou de marronnier a été trouvé dans une coulée de base à Rhum [TOMKEIEFF et BLACKBURN, 437].

d'abord rangées dans le Miocène (Heer et Geikie), mais les analyses postérieures de Gardner et surtout celles de A. C. Seaward et R. E. Holltum ont abouti à les dater de l'Eocène [29]. Cette opinion qui prévaut très largement a pourtant été mise en doute. L'âge éocène que l'on attribue aux laves de Mull, et par analogie à celles de Skye et d'ailleurs, n'est fondé que sur des observations de plantes et Peacock d'après l'examen de fossiles animaux aux îles Färö, admet, quant à lui, une mise en place plus tardive. J. B. Simpson [400] auquel Eyles fait allusion dans un ouvrage récent [140] s'appuie sur des recherches paléobotaniques (pollen associé) pour affirmer que les horizons intrabasaltiques d'Ecosse et d'Antrim (Irlande) sont contemporains et leur assigner un âge miocène terminal ou même début pliocène (1). Les divergences, on le voit, sont de taille. La méthode du paléomagnétisme qui a été utilisée avec succès en Islande et au Coiron [J. Hospers, 226, Rutten et Den Boer, 387] permettra peut-être de trancher cette question dans l'avenir. Les études qui viennent d'être entreprises à Skye, Rhum et Ardnamurchan sur le magnétisme rémanent des roches intrusives basiques montrent un renversement du champ magnétique qui, d'après M. Aftab Khan, pourrait peut-être se placer au Miocène inférieur [3].

La mise en place.

La mise en place des coulées de basalte a soulevé de nombreuses discussions. Considérant le contraste qui oppose la grande extension des laves basaltiques et l'étroite localisation des quelques centres intrusifs, A. Geikie en conclut, contrairement à Judd, que les coulées avaient été nourries le long des fissures que jalonnent les grands « essaims » de dykes basiques. Comme en Islande, dans l'Ouest des Etats-Unis, au Dekkan et au Basutoland, il voyait dans le basalte des plateaux un exemple caractéristique d'émissions très fluides alimentées par des dykes. Cette conception a été vivement critiquée, en particulier par Richey qui note que les essaims de dykes sont beaucoup trop tardifs pour avoir pu servir à l'édification des empilements de laves. Ils appartiennent à une troisième phase volcanique et ont été mis en place *après* les complexes intrusifs [371]. Nulle part une connexion entre basalte et dykes n'est observable. Aussi Richey revient-il à l'opinion de Judd qui pensait que les intrusions tertiaires n'étaient que les racines de grands volcans ayant vomi d'abondantes quantités de basalte. Mais alors que Judd croyait à l'existence d'un seul grand édifice de type hawaïen pour chaque région, les recherches récentes ont montré que plusieurs appareils successifs avaient migré légèrement, un peu comme au Mauna Loa, où une structure composite a été décelée. Il est évident qu'à Mull — et Richey se plait à le souligner —, le cratère existait au moins pendant la seconde moitié de la période d'épanchement basaltique puisque des laves sous-aquatiques en coussinets (pillow-lavas) s'observent exclusivement dans la région centrale. En outre, nous avons déjà noté plus haut que les coulées les plus épaisses correspondaient aux plus grands organismes volcaniques. Inversement, des appareils plus petits comme Rhum et surtout Ardnamurchan sont accompagnés par des accumulations bien plus modestes. Nous pouvons ajouter qu'une relation existe entre l'étendue des coulées et la taille des ensembles volcaniques, puisque 55 % de la superficie occupée par les laves est à Skye et que les zones d'épanchement de Skye et Mull réunies, y compris le Morvern, couvrent 97 % du total. Il n'est d'ailleurs pas interdit de penser que le basalte est monté par des fissures annulaires ou radiales en étroite relation avec les volcans. C'est du moins la conception de G. W. Tyrrell qui explique l'accumulation du basalte par l'action combinée de volcans hawaïens en dôme et d'éruptions le long de fissures. Le premier mécanisme aurait d'abord prévalu, puis le second au moment où se dessinaient les grandes caldeiras dont il va être question [450].

En bref, on peut raisonnablement admettre que les grands organismes volcaniques qui seront plus tard le siège d'intrusions acides ou basiques en profondeur, ont d'abord vomi d'énormes quantités de laves fluides de type basaltique. Le changement de manifestation éruptive n'implique pas nécessairement une modification fondamentale du mode de répartition géographique. Le dyptique simple qui oppose les vastes épanchements de laves d'une phase générale d'efforts crustaux affectant l'ensemble des Hébrides internes aux centres volcaniques se dessinant dans quelques régions bien localisées où se serait concentré l'essentiel des mouvements, reste à démontrer. En revanche, ce qui est acquis, grâce à la cartographie très scignée du Geological Survey, c'est l'antériorité des empilements de basalte relativement à la mise en place des intrusions. Le métamorphisme des laves par pneumatolyse, la pénétration du magma dans les coulées et par voie de conséquence les plissements périphériques qui se sont produits en quelques endroits, sont des preuves suffisamment convaincantes.

c. Les grands complexes volcaniques

Les traits de ressemblance.

Si l'on en juge d'après les vestiges grandioses qui subsistent, ces appareils, ou plutôt ces groupes d'appareils volcaniques, devaient être de puissants édifices du genre du Cantal par exemple. Malgré les différences fonda-

(1) En Irlande, la question de l'âge des basaltes d'Antrim est intimement liée à celle de la datation — elle-même imprécise —, des argiles sus-jacentes du Lough Neagh [A. Guilcher, 195].

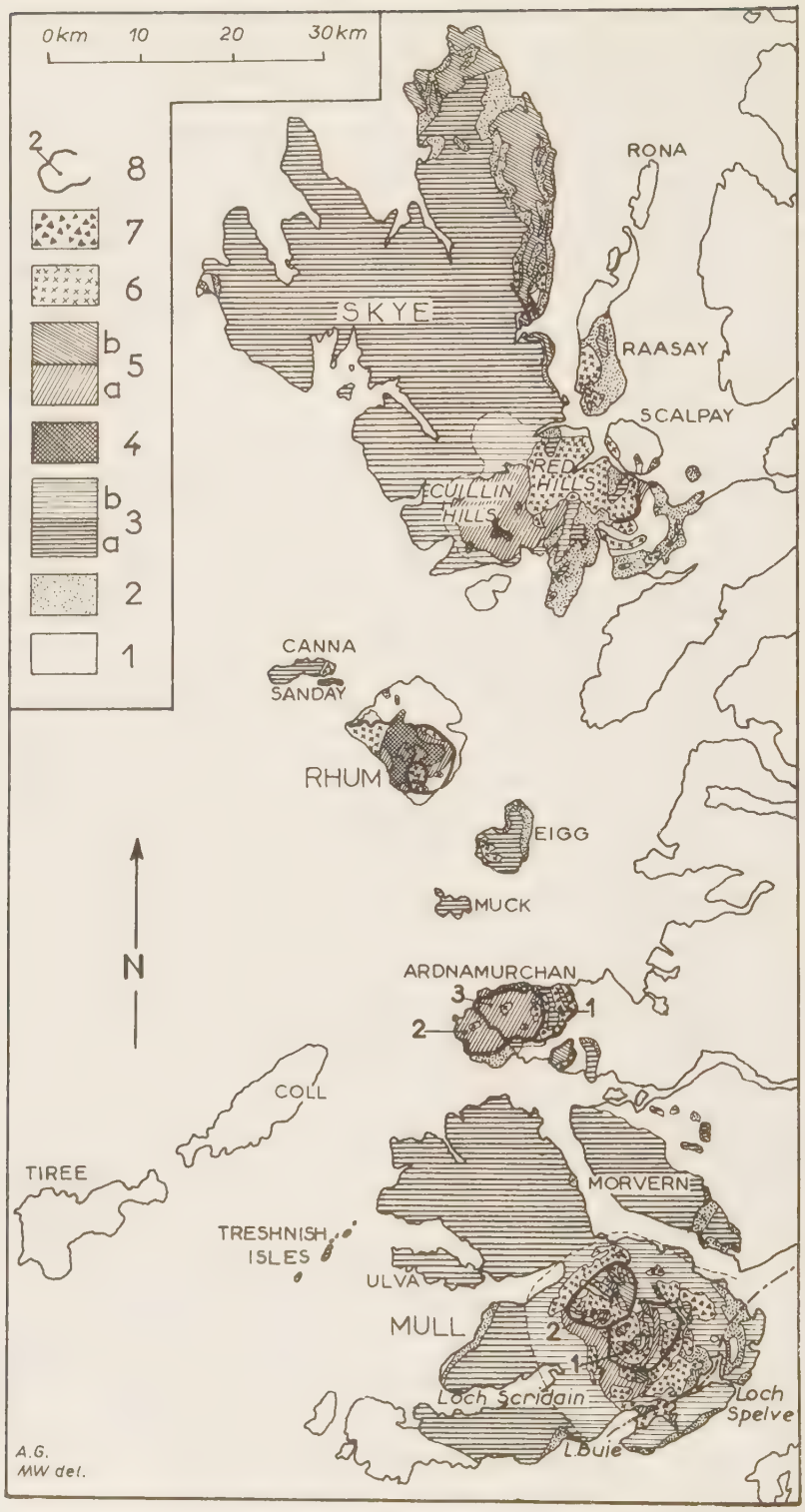


FIG. 26. — *La zone volcanique de l'Ecosse occidentale.*

1 : socle et sédiments anciens; 2 : sédiments secondaires; 3 : basalte effusif, a : basalte normal des plateaux, b : basalte ayant subi une transformation au voisinage des intrusions centrales; 4 : roches intrusives ultrabasiques; 5 : roches intrusives basiques, a : gabbros et roches associées, b : grandes feuilles de basalte ou de dolérite intrusifs; 6 : roches acides; 7 : agglomérats volcaniques et conglomérats dérivés; 8 : faille circulaire (les caldeiras sont désignées par un numéro d'ordre).

mentales qui seront analysées plus loin, il y a entre eux une réelle parenté. Dégageons donc tout d'abord les traits de ressemblance qui font l'unité du secteur hébridéen :

1) Il ne faut pas perdre de vue que la plus grande partie et parfois la quasi-totalité de la superstructure a disparu par érosion. Les affleurements de roches volcaniques qui sont visibles actuellement ne constituent que les fondations des édifices tertiaires. L'importance de la dénudation a d'ailleurs permis une remarquable mise à jour de l'architecture profonde qui commande toute la morphologie structurale de la région. Toutefois la topographie ne tranche pas partout au même niveau la structure et d'apparentes oppositions peuvent s'expliquer de cette manière.

2) Le plus souvent, des failles circulaires ou en arc de cercle accompagnent les bordures des appareils. Elles témoignent de l'existence de mouvements contemporains à composante verticale, mais il ne faut pourtant pas se hâter de conclure partout à la présence de caldeiras (ce terme est pris ici dans un sens général purement descriptif). A Mull, l'effondrement central ne fait aucun doute : il a permis la conservation de coulées basaltiques dans deux magnifiques caldeiras que jalonnent des failles circulaires bordées d'intrusions tardives. La subsidence est également prouvée à Ardnamurchan puisque des basaltes dénivelés subsistent au Nord-Est. Des fractures semi-circulaires ont été utilisées par les intrusions successives qui forment d'admirables ensembles au dessin ovale ou elliptique d'une grande pureté. Par contre à Rhum, s'il existe une grandiose fracture en demi-cercle de près de 10 km de diamètre séparant le complexe volcanique des terrains sédimentaires au Nord et à l'Est, elle a été interprétée par Bailey comme la trace d'un mouvement de surrection en bloc analogue à celui d'Arran. L'amplitude du mouvement de soulèvement est variable : faible à l'Est, il doit atteindre plusieurs milliers de mètres au Nord et à l'Ouest. Cependant C. J. Hughes a démontré tout récemment qu'au Sud de l'île, à l'intérieur du compartiment cerné par la grande faille semi-circulaire, existait une faille circulaire plus petite (D = 2,4 km) le long de laquelle un mouvement *négatif* avait eu lieu. Cette subsidence qui est de l'ordre de 1 500 m à l'Est diminue vers l'Ouest pour finalement s'annuler [228]. Elle nous prouve clairement que l'affaissement d'une zone centrale n'est pas incompatible avec une surrection globale de l'anneau qui l'entoure. A Skye enfin, si les failles arquées sont plus rares, elles ne sont cependant pas absentes et peuvent s'observer en particulier du côté est et sud-est de la masse de granite. Comme sur le pourtour de Rhum, elles sont les indices d'une surélévation par rapport aux bordures. Il est vrai que Bailey signale aux environs de Strollamus du basalte en contact brutal avec le Torridonien et le granite tertiaire et qui est conservé en position affaissée [24]. Mais la lave n'occupe pas ici un emplacement central. Au total, les failles marginales traduisent donc des mouvements d'ensemble verticaux mais apparemment de sens différent suivant les cas.

3) La mise en place des intrusions ou le mouvement global de surélévation ont eu pour conséquence la formation de plissements périphériques. A Mull où ils bordent la caldeira sud-est, ils apparaissent sous forme de plis successifs concentriques et en arcs de cercle très schématiques. De l'extérieur vers l'intérieur, on rencontre trois anticlinaux particulièrement nets : celui de Craignure, coffré; celui du Loch Don dont le cœur de Dalradien et les flancs de laves dévoniennes ont été mis à jour; et enfin celui qui correspond au lac arqué de Spelve. Malgré l'intervalle de temps séparant les laves tertiaires des sédiments sous-jacents, il n'y a pas de différence sensible de pendage [Bailey, Clough..., 29]. Au contraire à Skye, les plissements de la partie sud-est de l'île sont posthumes. Les anticlinaux du Beinn Suardal et du Beinn an Dubhaich ont rejoué trois fois au même endroit d'après Harker : avant le Trias, après le Secondaire et durant la période volcanique tertiaire [200]. Des exemples de plis périphériques ont également été signalés à Rhum dans le Torridonien de la zone marginale redressé parfois jusqu'à la verticale [Bailey, 21]. Il n'y a guère qu'Ardnamurchan où, en dépit d'une inclinaison des sédiments secondaires d'environ 30° au contact avec le deuxième complexe volcanique du Sud, de véritables plissements arqués n'existent pas.

4) Les emplacements des volcans ne sont pas restés fixes et à l'idée d'un grand appareil il vaut mieux substituer celle d'un complexe où, en profondeur, les centres intrusifs ont migré d'un point à l'autre. A Ardnamurchan, cette migration est remarquablement claire : au premier centre situé à l'Est et jalonné par d'abondants restes d'agglomérats et de laves intercalés, a succédé un second volcan situé plus au Sud-Ouest. Plus tard, un troisième appareil, localisé sur l'axe qui joint les deux précédents, a largement mordu sur eux en laissant des intrusions concentriques parfaitement visibles. A Mull, la migration s'est faite sensiblement suivant une direction rectiligne orientée SE-NW, d'abord à l'intérieur de la première caldeira, puisque les intrusions annulaires anciennes sont décalées par rapport au centre qui est le Beinn Chaisgidle, et ensuite vers la seconde caldeira du Nord-Ouest (Loch Bà).

Les déplacements sont moins nets à Rhum ou à Skye, mais ils ont nécessairement existé. A Skye, le centre est passé de l'intrusion basique ou ultra-basique des Cuillin Hills aux Red Hills granitiques situés plus à l'Est. Le mouvement est inverse à Rhum, puisque le centre intrusif du Glen Harris vers lequel convergent les dykes radiaux a été suivi par la mise en place du granite d'Orval au Nord-Ouest.

Si la migration des centres intrusifs est un phénomène général, elle répond encore à des causes inconnues et s'est faite dans des directions diverses et parfois changeantes.

5) Une grande variété pétrographique existe dans les roches éruptives et contraste avec la monotonie des masses basaltiques qui les ont précédées. Des fragments rhyolitiques aux feuilles de péridotite, une gamme fort

étendue de roches est représentée. Mais l'importance respective des groupes est variable. Ainsi à Rhum, les roches ultrabasiques dominent largement et occupent 26 km², soit 49 % du total des affleurements de terrains éruptifs. En revanche, à Skye, les granites l'emportent et représentent plus de la moitié (79 km² sur 154). La prédominance des dolérites, gabbros et roches associées est nette à Mull (85,5 km² soit presque 57 %), mais à Ardnamurchan elle est écrasante (60 km², 99 %). Parmi les roches les plus fréquemment rencontrées, il faut citer des plus acides aux plus basiques : les felsites, les granites, les dolérites à quartz, les gabbros avec de nombreuses variétés — « l'eucrite » est la plus répandue —, et enfin les roches ultrabasiques comme la péridotite (1).

En réalité, certaines catégories pétrographiques sont surtout présentes sous forme de masses plutoniques étendues : c'est le cas des granites et des gabbros, alors que d'autres forment avant tout des intrusions mineures : dolérites, felsites par exemple. Mais cette distinction n'est pas toujours tranchée et les roches ultrabasiques sont aussi bien représentées dans un groupe que dan l'autre.

La succession dans le temps, sans obéir à des lois rigoureuses, n'en montre pas moins un ordre qui est en général respecté dans les intrusions majeures. La séquence-type comporte la mise en place de roches ultrabasiques, basiques puis acides. Elle est particulièrement bien réalisée à Skye et à Rhum où l'on passe des péridotites aux granites. On ne la rencontre toutefois que très approximativement dans le troisième centre d'Ardnamurchan et dans la deuxième caldeira de Mull. Ajoutons que les alternances sont trop nombreuses, les exceptions trop fréquentes pour que cette notion de basicité décroissante soit applicable aux intrusions mineures.

Ainsi une rapide analyse nous permet de relever parmi les diverses régions volcaniques des Hébrides internes, de nombreux points communs. Pourtant, à plusieurs reprises, des oppositions sont apparues. Pour mieux saisir l'originalité propre à chaque complexe, il faut maintenant aborder une autre question d'importance considérable, celle du mode de gisement et de la mise en place des roches éruptives.

Les types d'infrastructures volcaniques.

Deux facteurs fondamentaux ont conditionné ici les types d'infrastructures volcaniques :

— En premier lieu, intervient le caractère du volcanisme. Nous avons vu déjà que certains volcans ont témoigné d'une tendance persistante à l'affaissement : Mull, Ardnamurchan. D'autres au contraire ont subi un soulèvement central : Skye. A Rhum, il semble qu'il y ait eu deux mouvements de sens inverse. L'effondrement lui-même a pu être d'origine profonde comme dans les caldeiras de Mull, ou simplement en rapport avec les phases explosives à magma acide ou intermédiaire (rhyolite, trachyte) qui ont laissé des vestiges sous forme de brèches et de tufs. Mais en fait parmi les deux types de caldeiras que distingue J. E. Richey, après bien d'autres auteurs, le premier est à la fois plus fréquent et plus représentatif du volcanisme écossais [371]. Même à Ardnamurchan où les explosions ont pourtant semé de nombreuses traces, la subsidence semble bien un phénomène de profondeur qui a permis la conservation de masses énormes de basalte.

Bien entendu, les mouvements d'ensemble ou plus exactement leur résultante positive ou négative ont commandé le niveau auquel a travaillé l'érosion de telle manière que ce sont des parties plus ou moins profondes des volcans qui furent mises à jour. A Skye et à Rhum où le soulèvement l'a emporté, le schéma géologique est relativement simple car apparaissent les racines formées de grandes masses intrusives. Au contraire, Ardnamurchan et surtout Mull qui ont subi à plusieurs reprises un enfoncement central, ont des intrusions de faible profondeur et de dessin très compliqué. C'est donc tout le potentiel structural qui est en jeu.

— Un second facteur a joué un rôle essentiel : la disposition du matériel environnant. De toute évidence, la forme des intrusions est en étroite relation avec la structure des roches encaissantes. Cette dépendance déjà signalée pour l'Ecosse en général par Tyrrell [451], et pour le volcan du centre d'Arran par B. C. King [249], a été soulignée récemment par W. M. Lobjoit à propos de l'étude particulière d'une région de Mull [284].

Dans les roches assez massives ou encore très dérangées par les failles et les plis, la pénétration du magma éruptif a été difficile et les intrusions se sont faites essentiellement dans une direction verticale ou peu inclinée. Les complexes annulaires de Mull et d'Ardnamurchan avec leurs « ring-dykes » à l'emporte-pièce en offrent d'excellents exemples. Quand le matériel encaissant était au contraire bien lité et d'allure tranquille — coulées de basalte ou sédiments sous-jacents —, les masses intrusives ont pris un caractère laccolitique et ont utilisé les plans de stratification pour envoyer des feuilles et des sills subhorizontaux dans les environs. A Rhum et dans la partie centre-ouest de Skye, ce phénomène s'est réalisé. D'après B. C. King, la feuille de granite du Beinn an Dubhaich, au Sud-Est de Skye, s'est même introduite le long du plan de charriage post-cambrien qui sépare Torridonien et Cambrien [250], redonnant ainsi à un vieux contact anormal une valeur structurale nouvelle.

Malgré tout ce qui peut opposer ces deux genres de mise en place, des types intermédiaires existent. L'intrusion de gabbro du Ben Buie (Mull) étudiée récemment par Lobjoit est très caractéristique à cet égard [284].

(1) L'eucrite n'est autre qu'un gabbro à feldspath basique : bytownite ou anorthite. L'allivalite est une variété qui tire son nom du Mont Hallival à Rhum et qui est intermédiaire entre les péridotites et les gabbros. Elle est composée essentiellement d'olivine et d'anorthite.

Placée à la jonction de deux structures différentes, elle se rapproche sur son contour externe, au contact avec les coulées de basalte, du type laccolitique. Du côté interne par contre, c'est la faille préexistante à la première caldeira qui conditionne l'arrêt brutal sous forme de « mur » et l'arrangement vertical.

Compte tenu de l'importance respective de ces deux facteurs qui sont d'ailleurs liés entre eux, il est possible de ramener les structures d'Ecosse occidentale à deux grands types se partageant à peu près également les affleurements de roches intrusives tertiaires de la région hébridéenne :

1) Un type laccolitique ou stratiforme représenté surtout à Skye et à Rhum. Le mouvement ascendant ayant prévalu, les parties les plus profondes du volcan, recoupées par le niveau de la topographie, apparaissent sous forme de grands affleurements relativement homogènes (1). Le matériel du pourtour peu dérangé s'est laissé pénétrer par de nombreux sills et feuilles proches de l'horizontale. Leur structure est le plus souvent massive; leur pétrographie est quelquefois composite avec roches acides et basiques introduites côte-à-côte à peu près en même temps. A côté de ces intrusions, des dykes à organisation parfois radiale, comme dans les Cuillins et surtout à Rhum, complètent le dessin d'ensemble.

2) Un type annulaire à effondrement central bien plus original et qui a été dénommé « volcan écossais » par A. Guilcher [189]. En fait cette structure s'observe dans bien d'autres régions (Afrique du Sud, Nigéria, Amérique du Nord, etc.) mais elle est très caractéristique de l'Ecosse où un mécanisme analogue a déjà fonctionné au cours du volcanisme dévonien (Glen Coe par exemple). La « cauldron subsidence » de Mull et d'Adnamurchan est un phénomène qui ne peut prendre naissance qu'à une certaine profondeur dans des conditions assez particulières. Les accumulations de laves en surface ont tendance à créer un déséquilibre dans les niveaux supérieurs de la croûte, car elles s'accompagnent d'une inversion de la stratification de densité entre la couche sialique et la couche intermédiaire. Cette « pression hydrostatique » négative, selon l'expression de Van Bemmelen, quand elle n'est pas compensée par une pression positive suffisante du magma, peut provoquer un affaissement dans les vides potentiels de la croûte [456]. En d'autres termes, il y a ce qu'on appelle d'ordinaire « l'effondrement de la chambre magnétique ». Ce mécanisme peut conduire à la formation d'une caldeira de surface, limitée par une faille circulaire, comme à Mull, au début au moins, puisque le premier centre est occupé par des laves déposées en milieu aquatique probablement lacustre, les « pillow-lavas ». Mais ce n'est pas obligatoire. La subsidence peut tout aussi bien affecter un bloc « détaché » du milieu environnant à une certaine profondeur. Dans les deux cas, la faille circulaire est utilisée comme zone de faiblesse par un magma ascendant qui édifie des ring-dykes. Toutefois dans le second cas, le vide potentiel compris entre le bloc subsident et le toit est également rempli par une injection passive dont la largeur dépasse de beaucoup celle du conduit nourricier.

J. E. Richey a ainsi imaginé qu'à une subsidence répétée et saccadée pouvait correspondre la formation de ring-dykes successifs de plus en plus rapprochés du centre et aboutissant finalement à la formation d'un complexe typique [373]. Les faits observés à Mull et à Ardnamurchan semblent confirmer cette hypothèse. Les ring-dykes apparaîtront si le niveau de l'érosion se situe à une profondeur moyenne, comme des couronnes elliptiques plutôt que vraiment circulaires, laissant parfois entre elles des vestiges de roches encaissantes indurées : des « écrans » (*fig.* 27). La largeur est variable mais dépasse d'ordinaire 300 m pour atteindre 2 km et davantage. La pente très forte, quelquefois subverticale, est externe par rapport au centre du volcan.

Tous différents sont les « cone-sheets » inclinés dans l'autre sens, c'est-à-dire vers l'intérieur suivant des angles qui varient de 35 à 60°. La valeur de l'inclinaison augmente semble-t-il vers le centre intrusif, comme il est loisible de l'observer à Skye. Quand les cone-sheets sont groupés, le faisceau externe est plus ancien que l'autre (exemple : deuxième centre d'Ardnamurchan). Les cone-sheets sont beaucoup plus nombreux que les ring-dykes et représentent des intrusions mineures d'échelle différente, puisque leur largeur n'est plus de l'ordre du kilomètre mais du mètre. Il est d'autant plus nécessaire de les distinguer des ring-dykes qu'ils traduisent des efforts crustaux complètement opposés et correspondent à une phase antérieure. E. M. Anderson a beaucoup insisté sur ces différences [6]. Les cone-sheets ne sont autres que des fractures de tension en rapport avec une surpression au-dessus du réservoir du magma. Le relâchement des pressions dans le sens horizontal voisine avec la tendance au soulèvement du toit dans le sens vertical et aboutit à des fissures de direction perpendiculaire aux bords du stock magmatique, remplies au fur et à mesure par des roches éruptives. Bien qu'il n'y ait pas de preuves tirées de l'observation des volcans actuels, où les cone-sheets, s'ils existent, sont en profondeur, Ph. H. Kuenen a confirmé les idées d'Anderson par des observations précises faites en Ecosse [256]. L'injection des cone-sheets s'accompagne bien d'un mouvement vertical du mur supérieur, tandis que l'absence de broyage le long des fractures prouve que les déplacements préexistants ont fait défaut. Le mécanisme de formation des dykes radiaux n'est pas fondamentalement opposé, encore que la répartition des efforts soit un peu différente. En revanche, les ring-dykes appartiennent à un système de contraintes tout différent et postérieur au soulèvement en dôme de la croûte. Quand la densité crustale, par son état cristallin

(1) A ce point de vue, le grand dôme d'extrusion granitique tertiaire du Nord d'Arran se rattache également à ce groupe.

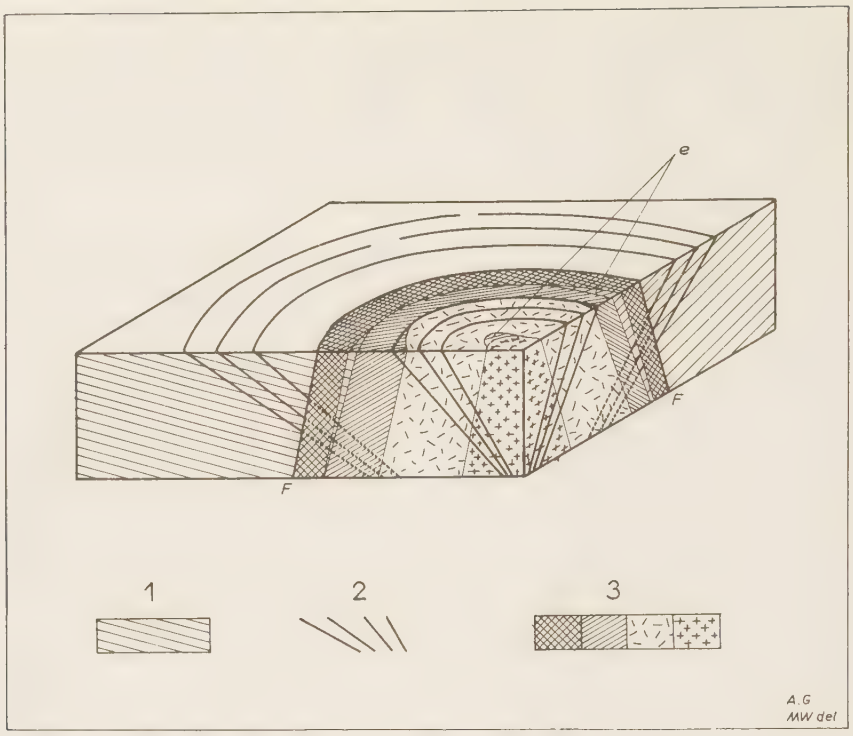


Fig. 27. — *Organisation structurale du volcan de type écossais.*
1 : coulées de basalte à pendage interne; 2 : « cone-sheets »; 3 : « ring-dykes » successifs (les plus externes sont les plus anciens). e = écran entre deux ring-dykes voisins.

ou métamorphique, est devenue suffisante pour vaincre la résistance de la pression du magma qui a diminué (au moins relativement) s'est produit l'affaissement décrit plus haut. Dans ce cas, les fractures ne sont pas directement dues au magma mais formées indirectement par les déchirures internes de la roche. Les intrusions passives des ring-dykes peuvent donc leur être postérieures. Dans une certaine mesure, les ring-dykes sont donc beaucoup plus caractéristiques du volcanisme à effondrement central que les cone-sheets qui peuvent d'ailleurs s'observer dans des structures différentes (ex. : Skye). Si ces derniers sont si fréquents, c'est que la subsidence a été interrompue à plusieurs reprises par un mouvement de pression du magma qui déclenchait la formation d'un réseau de fissures.

Les combinaisons régionales.

A l'intérieur des deux grands types de structure qui viennent d'être définis, il est souhaitable d'analyser les combinaisons régionales réalisées dans les Hébrides internes.

Malgré sa superficie de 155 km², qui en fait le plus vaste ensemble intrusif d'Ecosse, le centre de *Skye* ne montre pas de complication bien poussée dans le dessin des affleurements. Le dispositif est essentiellement constitué de deux grandes masses intrusives, l'une basique à l'Ouest aux Cuillin Hills, l'autre acide à l'Est aux Red Hills, dont la mise en place est postérieure aux coulées de basalte et *a fortiori* aux volcans d'explosion, mais antérieure généralement aux intrusions mineures du pourtour. La séquence majeure a débuté par un laccolite de péridotite qui fut plus tard enveloppé et en partie mangé par le gabbro. Quelques vestiges de ces roches ultrabasiques, assez inclinées vers le Loch Coruisk, subsistent au Sgurr Dubh. Les gabbros qui suivirent furent beaucoup plus abondants. Ils correspondent à une intrusion laccolitique et forment une grosse feuille, d'environ 1 000-1 200 m d'épaisseur au maximum, dont les bords sont relevés [A. Harker, 200]. L'inclinaison est d'ordinaire assez douce mais s'accentue beaucoup aux environs du Loch Coruisk. Elle se fait de manière convergente vers un point situé sur la bordure nord-est, au contact avec le granite. Dans l'ensemble, la base est une surface assez simple et peu profonde dont l'altitude varie de 750 à 0 m. Le toit est visible en certains endroits grâce aux chapeaux de basalte qui ont subsisté (ex. : Sg. Alasdair, Sgurr Dearg). Des ondulations ont toutefois affecté ce laccolite et ce sont elles qui expliquent le contour festonné des affleurements. Ainsi l'épaisse langue de gabbro du Blaven correspond à un synclinal NE-SW bordé par l'anticlinal du Marsco. Le Loch Coruisk jalonne l'axe d'un autre synclinal orienté NW-SE. Le gabbro est généralement ici une roche massive

assez riche en cristaux de labrador et qui comprend en dehors de l'augite un peu d'olivine. Mais en fait, il y eut plusieurs gabbros introduits successivement en feuilles individuelles grossièrement parallèles entre elles. Elles ont laissé parfois à leur jonction des « coins » de basalte et d'agglomérats inclinés vers l'intérieur, comme au Ghars-Bheinn. Bien que dépourvu d'olivine, le gabbro amygdaloïde des environs de Broadford a dû être mis en place à la même époque que celui des Cuillins. King suivi par Reynolds l'a interprété comme une vieille coulée de basalte à laquelle le métamorphisme et la recristallisation auraient donné une texture doléritique ou même gabbroïque, mais Bailey y voit au contraire une feuille très irrégulière de dolérite pénétrant dans le calcaire cambrien [23 et 25]. En tout cas, la texture y est particulièrement grossière.

Le granite des Red Hills, plus récent que le gabbro, forme deux centres intrusifs jointifs. Celui de l'Ouest est un laccolite classique mais assez irrégulier et légèrement incliné vers le Sud. Il est constitué d'une série de feuilles individuelles subhorizontales qui s'amincissent à leur extrémité et permettent ainsi de jalonner les limites de l'intrusion. Vers le Nord-Est dans l'île de Scalpay, le granite se termine par des feuillets qui pénètrent dans les joints du Torridonien. Au Sud-Ouest, les relations avec le gabbro sont particulièrement claires. On peut voir, au Druim an Eidhne, le granite passer sous le gabbro en laissant au contact un coin de brèches volcaniques. Le toit de l'intrusion est visible quand subsiste un chapeau de basalte induré (ex. : le Glamaig). Quant aux affleurements isolés de gabbro du Marsco, ils peuvent être interprétés comme un « écran » ou comme un autre vestige du toit. Une curieuse hybridation s'y est d'ailleurs produite, puisque le granite s'est trouvé enrichi en éléments basiques, tandis que le gabbro a été envahi par de grands phénocristaux de labrador. Cette roche a reçu le nom de « marscoïte ». Dans la partie orientale des Red Hills, au Sud-Est du Beinn na Caillich, le granite offre un mode de gisement différent avec des contacts brutaux à l'emporte-pièce. Mais le granite du Beinn an Dubhaich que Harker imaginait traversant un anticlinal de calcaire cambrien, ne doit être en réalité qu'une feuille assez mince par endroits épousant un plan de charriage [B. C. King, 250]. Dans l'ensemble, le granite est une roche à texture typiquement « granophyrique » où se reconnaît l'association graphique des cristaux de quartz avec les feldspaths alcalins. Les éléments ferro-magnésiens dominants sont la hornblende ou bien la biotite. Sur les marges, la texture peut se modifier sensiblement.

Postérieurement aux grandes intrusions acides, des phénomènes intrusifs mineurs se succèdent dans un ordre qu'il n'est pas toujours commode de démêler. Néanmoins les sills composites des environs de Broadford, au cœur acide et aux bordures basiques, marquent le passage d'un type de magma à l'autre. Ils furent suivis par des feuilles et sills basiques constitués principalement par de la dolérite à olivine et qui pénètrent non seulement le basalte mais les sédiments sous-jacents. Remarquables par leur régularité et leur massivité, ils peuvent avoir jusqu'à 30-60 m d'épaisseur au Nord-Est de Skye, et même davantage quand ils sont doubles ou triples (à Talisker, 150 m). Harker fait remarquer qu'ils s'amincissent ou disparaissent au contact des roches massives et en particulier des grandes intrusions centrales [200]. Mais nous avons vu que certaines de ces feuilles pouvaient représenter les parties centrales doléritiques des coulées de laves des plateaux. Les sills acides plus tardifs, fréquents dans le Sud-Est de Skye, se retrouvent à Raasay où une grande feuille de granite passant progressivement sur les bords à de la felsite, recoupe la stratification des sédiments secondaires [C. F. Davidson, 116]. Il y eut encore à Skye plusieurs intrusions mineures parmi lesquelles il faut retenir les dykes d'organisation radiale, centrée sur les Cuillin Hills. Des cone-sheets formés de dolérite sans olivine sont largement représentés dans tous les affleurements de gabbro, mais comme beaucoup de feuilles et de dykes, ils sont absents dans le granite bien que celui-ci leur soit antérieur. Disposés concentriquement, ils ne forment pas de faisceaux ou de groupes, mais leur densité peut être si forte qu'ils donnent parfois une allure stratifiée aux versants. Plongeant en moyenne à 45° vers le centre intrusif, ils ont une inclinaison qui est d'autant plus faible que l'on s'éloigne vers la périphérie. La mise en place de péridotite a été probablement le dernier épisode en relation directe avec le complexe volcanique de Skye.

L'ensemble intrusif de *Rhum* présente de nombreuses analogies avec celui de Skye, dont il est éloigné de moins de 20 km. Il y a en particulier une ressemblance frappante entre les séquences des intrusions majeures qui commencent toutes deux par des roches ultrabasiques pour finir par des granites. Néanmoins l'existence à Rhum de deux failles circulaires et surtout la présence dans la région du Sgurr nan Gillean d'un complexe d'effondrement comprenant des roches acides (felsites associées aux brèches d'explosion, puis « tufs intrusifs » et enfin granite) annoncent déjà la structure annulaire des régions volcaniques plus méridionales. Aux ring-dykes introduits le long de la faille circulaire interne, s'ajoutent quelques esquisses de cone-sheets [C. J. Hughes, 228]. L'arrangement d'ensemble reste toutefois assez simple comme à Skye. A l'exception des granites, presque toute l'organisation structurale répond à un dispositif circulaire centré, non au milieu de l'île mais plus au Sud, dans la partie moyenne du Glen Harris. C'est vers ce point, ou plutôt cette zone, que sont inclinées les feuilles de roches basiques ou ultrabasiques et les cone-sheets et que convergent les dykes radiaux. Le contact entre les roches éruptives et les sédiments torridoniens du pourtour est souligné par une grande faille semi-circulaire, ou plus exactement semi-elliptique si l'on tient compte de son prolongement à l'Ouest en bordure du granite. Cet accident traduit pour Bailey un soulèvement d'ensemble assez précoce, associé aux premières manifestations volcaniques, mais antérieur à la mise en place des roches intrusives basiques. Il a été enregistré au Nord-Ouest

par l'inclinaison du Trias [21]. Les mylonites qui jalonnent cette grande dislocation courbe ne sont donc pas la trace de charriages post-cambriens comme le croyaient Geikie et Harker [201]. A l'Ouest, le granite est en contact avec le Torridonien par une grande faille renversée d'inclinaison variable que Bailey considère comme le prolongement de la faille circulaire. C. J. Hughes, Wadsworth et Emeleus ont confirmé récemment la nature tectonique de la jonction au Minishal, grâce à la découverte de roches broyées [229].

Parmi les grandes intrusions, les roches ultrabasiques ont à Rhum la particularité d'être, mieux encore qu'à Skye, formées de feuilles successives et assez continues. Deux roches intimement associées alternent : la péridotite sombre et une variété gris-clair plus riche en anorthite et appelée « allivalite ». La première légèrement plus ancienne est pénétrée par la seconde. Les épaisseurs moyennes respectives sont de l'ordre de 30-45 m et 15-30 m, mais le sommet de l'Askival est constitué par un vestige de « tranche » d'allivalite qui dépasse 90 m. L'ensemble donne nettement l'impression d'une stratification, d'autant mieux marquée qu'à l'intérieur des feuilles d'allivalite peuvent exister des lits blancs de feldspaths presque purs. Cette pseudo-stratification qui se marque bien dans la topographie permet de mesurer facilement l'inclinaison des feuilles. Les « pendages » sont nettement convergents vers le centre intrusif, ce qui a pour effet de former une sorte de synclinal d'orientation N-S près du Loch Long, ou même à plus large échelle une véritable cuvette. Mais si l'inclinaison ne dépasse guère 10-20° en général, à l'Ouest elle atteint 40-50°.

Les intrusions basiques qui suivirent furent essentiellement constituées de gabbro ou plus exactement d'eucrite (car les plagioclases sont basiques). C'est une roche à grain moyen et riche en olivine. Mais à côté d'une masse centrale laccolitique, introduite sous les roches ultrabasiques et faite de nombreuses feuilles inclinées à 15-20° vers l'intérieur du complexe, existe un demi-anneau intrusif. Esquisse de gros ring-dyke, il suit parfois le bord de la faille circulaire, mais peut aussi en être séparé par des écrans de brèches, de felsite ou même de gneiss lewisien [Bailey, 21]. Ce gabbro qui montre une disposition verticale ou subverticale est postérieur aux plissements qui affectent le Torridonien du pourtour, car il les recoupe. Il a donc été introduit après qu'ont eu lieu les mouvements positifs le long de la grande fracture marginale.

Le granite à amphibole de l'Ouest de l'île est encore plus récent. En contact brutal avec le Torridonien au Nord, il a tendance vers l'Est à passer sous les intrusions basiques. Dans l'affleurement principal de forme grossièrement triangulaire, G. P. Black a distingué au Sud-Ouest un noyau de microgranite à grain fin et joints verticaux, entouré de trois côtés par une auréole de « graphophyre », roche très leucocrate à grain moyen traversée par de nombreux joints obliques à 30-50° [54]. Le passage d'une catégorie à l'autre est insensible et en s'appuyant sur des arguments de structure, de pétrographie et de pétrochimie, Black y voit le produit du métamorphisme du Torridonien. Faut-il interpréter le chapeau de basalte d'Orval comme une relique du toit couvrant l'intrusion ? C'est ce que fit Tomkeieff en notant une altération des laves et du granite à leur jonction. Mais Black a nié l'existence de ce métamorphisme et est revenu à la vieille idée de Judd qui consiste à faire de cette butte de basalte le témoin d'une coulée postérieure à la dénudation du granite. Cette explication aurait le mérite de rendre compte de la présence de granite dans les galets des conglomérats qui sont intercalés dans les coulées de la colline de Fionchra. De plus en plus on la tient pour plausible et Bailey qui avait d'abord adopté la première hypothèse [21], a fini par admettre le bien-fondé des arguments avancés par Black [55]. Toujours est-il qu'en adoptant ce point de vue, on est obligé d'ajouter aux intrusions, une phase d'épanchement de laves bien postérieure. Comme les affleurements de basalte de Rhum sont les restes d'un plateau qui devait non seulement couvrir la plus grande partie de l'île mais aussi les îles voisines d'Eigg, Muck, Canna et Sanday — les analogies pétrographiques y sont frappantes —, c'est toute la chronologie qui risque d'être remise en cause.

Parmi les intrusions mineures de Rhum, on ne peut guère compter les nombreux sills de dolérite et de mugearite imaginés par Harker, car la plupart appartiennent en fait à des coulées [Tomkeieff, 436, Bailey, 21, Black, 53]. En revanche, les dykes de dolérite sont à retenir, moins pour leur nombre que pour leur organisation radiale très régulière à partir du centre intrusif. Ils traduisent, mieux que dans l'île de Skye, une déformation tardive et locale de la croûte. Les arcs discontinus des minces cone-sheets basiques, peu inclinés, de la partie est de Rhum, témoignent du même phénomène à une époque légèrement postérieure.

Malgré son format relativement réduit, le complexe volcanique d'*Ardnamurchan* est incontestablement le plus schématique de tous. Grâce à ses affleurements circulaires bien dessinés, cette presqu'île est devenue en Grande-Bretagne un musée naturel du volcanisme à « cauldron-subsidence » qu'ont visité des générations de géologues. Elle mériterait, par la netteté de ses formes structurales, de devenir également célèbre chez les géographes.

Trois centres volcaniques d'âge différent, décrits en détail par J. E. Richey [375 et 373], ont laissé des traces clairement visibles dans le paysage. Le plus ancien était situé à l'Est et centré probablement au voisinage du Meall nan Con. Le mécanisme d'affaissement central moins prononcé que dans les deux autres n'a pas permis l'édification de ring-dykes typiques. En revanche, les vestiges de projections volcaniques de toutes tailles y sont considérables et les laves intermédiaires ou acides (trachytes et rhyolites) prédominent largement. De tels faits laissent peu de doutes sur le caractère explosif de ces volcans qui succédèrent aux coulées basaltiques en les

recoupant parfois à l'emporte-pièce avec le socle sous-jacent. Au Sud-Est, la région du Ben Hiant laisse voir les restes de deux cratères dont les remplissages ont subsisté malgré l'érosion d'une partie du pourtour par la mer. Le matériel comprend des lits de plusieurs mètres d'épaisseur de tufs et de cendres accompagnés par endroits de bombes et intercalés avec quelques coulées d'andésite vitreuse. Laves et agglomérats forment des couches horizontales ou un peu inclinées vers le centre du cratère. On peut donc estimer que ces édifices étaient de type vulcanien et n'ont subi qu'un léger enfoncement. Ce dernier a sans doute été plus important dans les volcans du Nord-Est qui sont un peu postérieurs, car à côté de débris de toutes sortes provenant de roches éruptives acides, de sédiments et du socle, subsistent d'imposantes masses de basalte dont la conservation est évidemment liée à un effondrement (1). Des explosions, aussi grandioses et répétées qu'elles aient été, peuvent difficilement rendre compte d'un affaissement qui a dû avoir son siège à une certaine profondeur. La tendance à l'enfoncement s'est donc manifestée progressivement au cours du premier épisode de volcanisme local. Elle s'accentuera encore par la suite. Avant que ne se termine cette phase, les matériaux de remplissage des cratères furent traversés par des intrusions de plusieurs types. En plus d'un gros dyke de gabbro et de deux culots de lave de dolérite andésitique, une masse de dolérite quartzifère remplit au Ben Hiant une partie de la cheminée. Elle passe latéralement, au Nord, à des langues qui ont sans doute alimenté les cone-sheets car au parallélisme dans la mise en place s'adjoint une similitude de composition pétrographique. Les cone-sheets ne sont pas très inclinés (10-20° en moyenne), mais ils sont particulièrement massifs et leur épaisseur est généralement comprise entre 6 et 15 m.

Le second complexe volcanique dont le centre se situe près d'Aodann, dans l'extrémité sud-ouest d'Ardnamurchan, a été à la fois victime de l'érosion marine qui en a mangé une bordure et du troisième complexe qui a mordu largement sur sa partie nord-est. Néanmoins l'arrangement suivant un cercle de diamètre égal à 7-8 km reste nettement perceptible. L'originalité de l'ensemble tient surtout à la grande abondance des cone-sheets et à la mise en place assez particulière des ring-dykes. L'histoire géologique débuta par un bombement elliptique allongé vers l'ENE et qu'enregistrèrent les sédiments du pourtour basculés vers l'extérieur mais traversés par des cone-sheets dont l'inclinaison interne a une valeur habituelle. Autrement dit, la pression du magma eut pour conséquence une déformation en dôme dont l'exagération aboutit finalement à la naissance des fissures que remplirent les feuilles intrusives. Comme la succession des événements comporte la mise en place de deux groupes de cone-sheets séparés par celle de deux séries de ring-dykes, il faut imaginer, dans un cadre géographique défini, de véritables pulsations où les subsidences ont plus ou moins compensé les soulèvements qui les avaient précédées. Il est significatif de constater que la couronne extérieure de norite qui est la plus ancienne des intrusions majeures n'a que les apparences d'un véritable ring-dyke. Qautre fois plus large que les autres, elle offre sur le rebord externe une descente douce analogue à celle des sédiments voisins. Elle a donc été mise en place avant que ne débute la « cauldron-subsidence », à un moment où la pression du magma se faisait encore sentir. M. K. Wells considère cet anneau de gabbro feuilleté ou lité comme le reste d'une masse du même type que celle des Cuillins mais qui aurait été ensuite trouée en son milieu par les intrusions plus rapprochées du centre [466]. Le premier faisceau de cone-sheets, le plus externe des deux, a accompagné le mouvement positif initial. Inclinées à 35-45°, ces feuilles de dolérite à quartz sont si nombreuses qu'elles représentent une épaisseur totale de 1 000 m alors que leur puissance individuelle est de l'ordre de 1,50 m à 6 m. D'après Richey, le soulèvement en rapport avec l'injection des cone-sheets (sans parler du bombement préalable) aurait été de l'ordre de 1 250 m (2). Le groupe interne est constitué de feuilles un peu plus épaisses (1,5 m - 9 m en moyenne) mais surtout beaucoup plus inclinées vers l'intérieur (70-75°). La roche constitutive reste basique avec une forte prépondérance des dolérites quartzifères.

Dans les ring-dykes c'est le gabbro qui tient une très large place. On y rencontre de nombreuses variétés allant des gabbros et dolérites à quartz jusqu'aux gabbros très basiques du genre eucrite, en passant par les gabbros à hypersthène (norite). Au cours des deux séquences qui furent séparées par l'époque de pénétration des cone-sheets, les roches les plus basiques furent introduites les premières. Bien que les écrans soient rares entre les anneaux, les bordures se reconnaissent aisément. Ou bien elles ont un faciès marginal comme la norite qui devient plus fine et se transforme en dolérite, ou bien elles sont jalonnées par des zones de broyage, comme celle qui longe le bord externe de l'intrusion de gabbro quartzifère. Cette faille en arc de cercle a été utilisée par trois intrusions annulaires successives dont l'une, celle d'eucrite, a profité de la présence de dykes radiaux pour envoyer deux langues en direction du centre intrusif (ex. : Beinn na Seilg). L'intense fracturation par les gaz de l'eucrite du Beinn nam Ord et l'existence de projections volcaniques du cratère tardif de Glas Eilean montrent que le volcanisme du deuxième complexe n'était pas encore très profond.

Le troisième complexe représente un type élaboré à plus grande profondeur, car les cone-sheets comptent beaucoup moins, les remplissages de cratères disparaissent et les parois bréchoïdes sont presque absentes. Les

(1) Richey signale d'ailleurs l'existence de failles contemporaines des projections.

(2) Richey applique la formule $x = \frac{y}{\cos \alpha}$ où x représente le soulèvement total de la région, y l'épaisseur cumulée des cone-sheets, et α l'angle moyen d'inclinaison.

racines de ce volcan sont admirablement conservées et forment un ensemble elliptique très régulier au grand axe orienté WSW-ENE suivant la direction persistante de déformation le long de laquelle migrèrent les centres d'Ardnamurchan. Le schématisme de ce complexe ne tient pas seulement à la continuité de ses anneaux mais au fait qu'il fut bâti par additions successives de plus en plus rapprochées du centre. Ce dernier est matérialisé par une petite bosse de monzonite entre Glendrian et Achnaha. Il n'y a pas eu moins de 14 ring-dykes au total. Les cone-sheets minces et discontinus, inclinés à 50°, se limitent au plus externe des anneaux. Les autres en sont dépourvus et forment parfois des couronnes complètes. Parmi elles, celle de la « grande eucrite » est la plus remarquable. Large d'un kilomètre à un kilomètre et demi, elle constitue l'armature géologique et morphologique de la région, par ses collines de roche résistante à texture moyenne ou fine d'autant mieux marquées que le contact du côté intérieur est brutal.

La portion interne de ce complexe a la particularité d'avoir des roches contenant presqu'invariablement de la biotite et J. E. Richey note un accroissement progressif d'acidité quand on se rapproche du centre : aux ring-dykes de gabbro lité à biotite succède un anneau de tonalite (granodiorite à biotite), puis le culot central de monzonite quartzifère.

De toutes les régions volcaniques écossaises et même britanniques, la plus compliquée est certainement celle qui occupe la partie sud-est de l'île de *Mull*. Pourtant les grands traits de l'organisation générale sont clairs et s'ordonnent autour de deux caldeiras voisines. Mais dans le détail, y a un enchevêtrement extraordinaire de terrains intrusifs et effusifs que les collaborateurs du Geological Survey ont su débrouiller dans un remarquable travail qu'accompagne la carte n° 44, célèbre à juste titre [E. Bailey, C. T. Clough, W. B. Wright ..., 29]. Le complexe de Mull doit avant tout sa personnalité à une subsidence plus poussée et peut-être plus précoce qu'ailleurs. C'est précisément pour cette raison que A. Guilcher choisit Mull pour en faire le type de volcan à affaissement central, le « volcan écossais » par excellence [189]. L'ampleur du mouvement négatif était telle que les plateaux périphériques de basalte se sont trouvés englobés dans la zone d'enfoncement et de ce fait ont été, comme le souligne Guilcher, redressés vers l'extérieur, basculés vers l'intérieur (1). Il est certain que le mécanisme de cauldron-subsidence a fonctionné dès la phase d'épanchement des basaltes. Nous en avons plusieurs preuves : 1) Les géologues ont opposé aux basaltes ordinaires à olivine des plateaux ceux qu'ils appellent de « type central », à texture compacte, pauvres en olivine et comprenant parfois de gros feldspaths. Ce groupe central qui succède au groupe des basaltes de plateaux est au moins aussi épais que lui et doit avoir 1 000 m de puissance et peut-être davantage. Or la pétrographie permet de caractériser dans cette masse de coulées trois zones disposées de la manière suivante [Richey, 373] :

3 — Zone centrale : basalte sans olivine, très compact.
2 — Zone moyenne : basaltes andésitiques avec gros feldspaths.
1 — Zone externe : basaltes de transition.

Il ressort de cette répartition que les coulées les plus récentes sont les plus internes. Le sens de la déformation est donc clair. 2) Dans la caldeira la plus ancienne, celle du Sud-Est, des laves sous-aquatiques en coussinets s'observent fréquemment au sein des coulées des deux premières zones. Au cours de la période correspondante, le phénomène d'enfoncement se traduisait donc en surface par un creux qu'occupait un lac de cratère. 3) L'épaisseur des laves de type central en général et celle des « pillow-lavas » en particulier implique, avant même les premières intrusions, un affaissement répété d'une valeur totale considérable.

Dans la mise en place des intrusions on peut distinguer trois périodes qui se réflètent dans l'arrangement des affleurements. Les deux premières concernent la caldeira du Sud-Est dont le centre a migré au bout d'un certain temps pour se localiser aux environs du Beinn Chaisgidle; la dernière est en rapport avec la caldeira plus tardive du Nord-Ouest.

L'histoire géologique de la caldeira initiale est faite d'une succession fort complexe où interviennent tour à tour des cratères d'explosion, des cone-sheets et des intrusions annulaires. Ces épisodes traduisent des pulsations répétées de l'écorce. Il y a toutefois un élément d'ordre qui est l'alternance de séquences basiques et acides. Ainsi, après les épanchements de coulées basaltiques, de puissantes masses de granite à augite s'introduisent sur les bords de la caldeira, provoquent au SE de Mull les plissements concentriques dans les basaltes et les sédiments du pourtour (2) et même la déviation de la faille du Glen More qui prend un tracé arqué suivant l'emplacement des lacs Spelve et Uisg [Bailey, 29]. Suit un volcanisme à caractère explosif, puis une injection de cone-sheets acides. Des cone-sheets basiques inaugurent la seconde séquence basique. Il y aura

(1) L'absence de fragments du socle moinien ou du Secondaire dans les agglomérats des cratères situés à l'intérieur de la caldeira est d'autant plus remarquable que ces morceaux sont très abondants à l'extérieur. Elle ne peut s'expliquer que par une importante subsidence [Richey, 373].

(2) En s'appuyant sur une étude précise de la discordance angulaire qui sépare le sommet des sédiments secondaires de la base des laves, R. F. Chesnay a montré tout récemment que les couches jurassiques avaient déjà subi une première phase de plissements suivie d'une érosion avant même la mise en place des basaltes [92]. Ces déformations relativement anciennes sont intimement liées aux premiers épisodes de l'histoire du volcan de Mull, car ailleurs dans les Hébrides internes on n'observe point de discordance aussi marquée.

au total trois séquences basiques et une acide pour la seule caldeira du Sud-Est dans son premier emplacement. Le passage d'un type de magma à l'autre s'accompagne parfois de l'apparition d'intrusions composées, sous forme de feuilles ou de masses plus importantes : ainsi en bordure du Loch Uisg, par exemple, le granite passe en profondeur à du gabbro. Le toit de l'intrusion est visiblement plat et régulier car il est constitué par du basalte plissé que recoupe nettement le granite. Parmi les cone-sheets, ceux qui ont une composition basique dominent largement. La roche caractéristique est la dolérite à olivine avec parfois, au centre de la caldeira primitive, de gros feldspaths. Ces feuilles sont relativement épaisses (9-13 m) et leur puissance totale a été estimée à près de 1 000 m. L'inclinaison vers l'intérieur est en moyenne de 45°. Quant au large affleurement de gabbro à olivine du Ben Buie, Lobjoit l'interprète, contrairement à Bailey et Richey qui y voyaient un ring-dyke, comme un semi-laccolite introduit le long de la faille de la caldeira. Le bord interne vertical contraste avec le contour externe capricieux dont la forme est gouvernée par la structure et l'allure des roches encaissantes [284].

Avec la migration de la première caldeira vers le Nord-Ouest, commence une seconde phase. Elle est marquée principalement par la mise en place d'une vingtaine de ring-dykes puis par l'intrusion d'un dense faisceau de cone-sheets basiques qui se poursuit un peu après la naissance de la deuxième caldeira. Les ring-dykes ont environ 200 m de large en moyenne et ils sont séparés par de nombreux écrans de roches plus anciennes. Leur composition pétrographique varie : gabbros, dolérites quartzifères, granites, felsites... Quelquefois, il y a passage progressif dans le sens vertical d'une catégorie à l'autre avec des roches intermédiaires comme les diorites. Les cone-sheets basiques tardifs se différencient des plus anciens, moins par leur inclinaison qui est du même ordre, que par leur absence d'olivine, leur texture et leur épaisseur individuelle faible (3 à 4,5 m). Comme ils sont très abondants, ils peuvent couvrir des affleurements considérables et parfois supérieurs à ceux occupés par la roche encaissante. Les sills des environs du Loch Scridain au Sud-Ouest, doivent probablement dater de la même époque. Doléritiques ou andésitiques, ils ont souvent un cœur vitreux et des bordures compactes à grain fin. Leur inclinaison faible et capricieuse se fait souvent vers l'extérieur, à l'inverse de celle des cone-sheets.

La caldeira du Nord-Ouest de Mull de format plus réduit que la précédente, doit sa netteté à l'âge plus récent de sa formation mais aussi à la relative simplicité de son organisation. Toutes les intrusions majeures sont acides. Deux granites à augite de composition quasi identique se retrouvent dans la région centrale et dans un demi-anneau à l'Ouest. Il y a pourtant entre eux une certaine différence d'âge puisque le premier, contrairement au second, est traversé par des cone-sheets basiques tardifs. L'affleurement central du granite du Glencannel correspond à la partie supérieure d'un vaste dôme s'abaissant doucement à la périphérie. Le toit constitué en partie de projections volcaniques, de basalte et de felsite probablement à peine plus ancienne que le granite, subsiste largement sur les côtés nord-est et sud-ouest. L'affleurement semi-circulaire de granite du Beinn a' Chraig doit être considéré comme une portion de ring-dyke car il en présente tous les caractères. Large d'un kilomètre à un kilomètre et demi, l'intrusion est limitée vers l'intérieur par la faille circulaire de la caldeira, ou plus exactement par le mince anneau de felsite qui la borde, alors que du côté externe elle a une bordure subverticale. D'autre part des pastilles de basalte horizontal parfaitement visibles forment les vestiges d'un toit autrefois continu et qui se raccorde latéralement avec un écran étroit séparant l'intrusion d'un autre ring-dyke voisin plus petit, celui de Knock. Ce dernier est également constitué de granite, mais la roche est plus riche en plagioclases et moins massive que celles du Beinn a' Ghraig et du Glencannel.

Il n'y a guère en Grande-Bretagne d'exemple aussi schématique de faille circulaire que celle qui traverse le Loch Bà en matérialisant les contours de la seconde caldeira de Mull. Inclinée à 70° quand elle est observable de profil, elle délimite un bloc dont l'affaissement a été estimé à environ 1 000 m, si l'on prend le basalte des deux compartiments comme niveau de référence [Richey, 373]. Un anneau de fesite étroit — la largeur est comprise entre 100 et 400 m —, mais presque complet et très continu accompagne fidèlement cette faille. Si la felsite s'est introduite après qu'aient été réalisées les brèches tectoniques de la fracture, elle peut elle-même être réduite en morceaux par les explosions des gaz. Admettre qu'à un moment donné, la seconde caldeira de Mull est devenue un phénomène de surface ne semble donc pas une hypothèse invraisemblable.

d. Les « essaims » de dykes

La dernière manifestation du volcanisme écossais fut un phénomène d'ordre régional. D'innombrables dykes, basiques pour la plupart, et d'orientation parallèle NW-SE traversèrent toute la partie occidentale de l'Ecosse et le coin nord-est de l'Irlande. Certains se prolongent jusqu'aux Hébrides externes et d'autres atteignent le Nord de l'Angleterre. La carte dressée par Richey [375] montre que la densité s'accroît nettement au voisinage des complexes volcaniques et fait apparaître une évidente relation entre les deux systèmes intrusifs. Pourtant si certains dykes sont contemporains du volcanisme local ou antérieurs à ses ultimes phases, nombreux sont ceux qui recoupent les volcans les plus récents. A Ardnamurchan, on les voit clairement percer la tonalite du centre du troisième complexe; à Mull, l'anneau de felsite de la seconde caldeira.

Groupés généralement en « bouquets », les dykes ont une extension longitudinale plus ou moins grande et qui n'est d'ailleurs pas proportionnelle à leur taille. L'essaim de Skye traverse tout le Nord-Ouest de l'île, le Minch, et aboutit aux Hébrides externes dans Harris et North Uist, au Sud, il s'arrête à la faille du Grand Glen. L'essaim de Mull est plus étendu encore puisqu'il est à la fois présent dans South Uist et Barra et jusqu'aux Southern Uplands. Il est difficile de dire si les centres de Rhum et d'Ardnamurchan possèdent leur propre faisceau, car la mer empêche de voir les connexions, mais les amas de dykes d'Eigg et de Muck en dépendent vraisemblablement.

Si l'orientation NW-SE est assez constante sur de grandes distances, localement les dykes peuvent être influencés dans leur tracé par les déformations crustales : fractures radiales (ex. : Rhum) ou failles qui déterminent parfois des embranchements. Autrement dit, une distribution régionale n'empêche pas le jeu des influences locales.

Dans le détail, la nature des roches encaissantes semble être le facteur déterminant pour les variations de densité, comme l'ont montré Harker [200] et Peach, Horne [334]. A Skye en particulier, certaines roches sont beaucoup plus rebelles que d'autres à la pénétration de ces intrusions. L'abondance des dykes dans le basalte et le gabbro contraste avec la rareté dans le granite et Harker pense que les différences constatées à l'intérieur des affleurements de gabbro proviennent de la présence du granite par en-dessous. Les brèches volcaniques sont également très réfractaires et la pauvreté de Canna et de Sanday en dykes basiques (8 au total) doit s'expliquer de cette manière. Parmi les roches sédimentaires, il existe aussi une hiérarchie. L'extraordinaire densité de dykes à Muck est due à l'épaisseur modeste des laves qui surmontent les sédiments secondaires. Dans le Jurassique de Mull, les dykes sont si nombreux qu'ils occupent parfois une superficie égale ou supérieure à celle de la roche encaissante. Le Cambrien dans le Sud-Est de Skye, les shales du Torridonien à Rhum sont de même relativement faciles à pénétrer. En revanche, les conglomérats triasiques et les grès torridoniens sont à Skye très malaisés à traverser et la rareté des dykes y est frappante.

Pris individuellement, les dykes ne sont presque jamais très larges. A Muck par exemple, ils ont 1,20 m d'épaisseur en moyenne; sur la côte sud-est de Mull 1,50 m à 2,50 m. Toutefois les écarts à la moyenne peuvent être considérables et Harker signale qu'à Skye les dimensions varient de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres. Ces valeurs n'en restent pas moins exceptionnelles.

Les gros dykes ont parfois une texture grossière, mais dans l'ensemble le grain est moyen ou fin. La roche caractéristique comprend de nombreuses variétés allant de la dolérite à olivine à la dolérite quartzifère. A côté de l'andésine et de l'augite, le labrador est assez fréquemment représenté sous forme de phénocristaux. Si la majorité des dykes sont basiques, quelques-uns sont néanmoins de composition intermédiaire ou acide.

Ajoutons pour terminer que ces essaims de dykes revêtent une importante signification tectonique. Même si la localisation est en rapport avec les zones de faiblesses de la deuxième grande phase de volcanisme, la mise en place correspond à des efforts régionaux de tension. Bailey emprunte l'image d'une feuille de papier qui se déchire à l'endroit où elle a été perforée. Pour Van Bemmelen, l'étirement crustal à grande échelle serait peut-être en relation avec l'affaissement du bassin atlantique [456]. Au bombement géanticlinal jalonné par la Grande-Bretagne, les Färö et l'Islande aurait répondu l'approfondissement de la fosse atlantique, car les dykes sont précisément orientés NW-SE. Cette hypothèse pourrait s'accorder avec une importante observation faite par Harker. Ce dernier remarque, en effet, que presque toujours à Skye, les dykes sont inclinés vers le Nord-Est alors que les pendages du basalte sont en général sud-ouest et il suggère que cette disposition pourrait être due à un basculement d'ensemble vers le Sud-Ouest englobant des intrusions autrefois verticales [200]. Si une telle interprétation s'avérait exacte, il faudrait admettre que les mouvements d'ensemble se sont poursuivis après la mise en place des dernières roches éruptives tertiaires. Malheureusement il est impossible de ne pas envisager — et Harker y avait déjà pensé —, le cas où des dykes relativement récents auraient emprunté un ancien chemin, c'est-à-dire les diaclases et fractures affectant un basalte basculé au préalable.

5. — COMPLEXITÉ DES FAILLES ET DE FRACTURES

a. Vue d'ensemble

Il serait assez surprenant que d'une histoire géologique aussi mouvementée, l'Ecosse du Nord n'ait point gardé de multiples traces sous forme de failles d'âge, d'importance et de direction variés. Effectivement le réseau de cassures visible au niveau actuel de l'érosion est d'une grande complexité. L'analyser reste pourtant une tâche indispensable. En effet, en plus de leur rôle direct dans la topographie, les failles, accompagnées ou non de déplacement considérable, ont commandé l'insertion spatiale du réseau hydrographique dans de nombreux cas, ainsi que les modalités et l'efficacité de l'action glaciaire. Bien entendu, il n'y a pas de raison de penser

qu'une faille est récente parce qu'elle influe sur le paysage actuel. Bailey a bien raison de distinguer soigneusement le problème de l'âge des failles de celui de leur rôle topographique.

Malheureusement dans un pays où le socle prédomine largement, la cartographie des fractures et leur détermination chronologique se heurtent à de nombreuses difficultés, faute de couverture qui puisse servir de témoin. Trop souvent règne une incertitude en ce qui concerne l'âge et même l'existence des failles. Aussi avons-nous mis résolument l'accent sur l'aspect morphologique en ne considérant que les accidents qui se traduisaient dans le relief. Pour un morphologue, il est en effet plus essentiel de repérer la trace d'un accident ayant guidé l'emplacement d'une vallée ou d'un lac sans montrer de déplacement visible, que de noter la trace d'une faille nivelée dont le rejet est important. Que l'on ignore dans bien des failles *anciennes* le regard n'est pas d'une importance capitale en morphologie, car c'est le plus souvent par elle-même que la zone broyée, avec son potentiel de roches fragiles nous intéresse. Savoir sur quelle distance et dans quelle direction on peut la suivre, connaître sa largeur, sont des questions essentielles qui dépassent le cadre de l'organisation tectonique. C'est donc sous l'angle morphologique qu'a été effectuée la cartographie du réseau de fractures. Le travail utilise — autant que faire se peut — l'examen direct des zones de broyages sur le terrain. Mais une telle analyse est longue et n'a pu être pratiquée qu'en un certain nombre assez limité de régions peu étendues. Aussi fallait-il faire largement appel à d'autres sources : non seulement aux documents géologiques (cartes détaillées du Geological Survey ou publications diverse), mais également aux renseignements fournis par les formes du relief et le tracé du réseau hydrographique (examen des cartes topographiques et parfois des photos aériennes).

Les résultats consignés sur la carte hors-texte I n'apparaissent pas fondamentalement différents de ceux qu'avait publiés J. B. Auden il y a quelques années [13]. Bien que notre travail ait été mené en parfaite indépendance, il risquait d'aboutir dans ses grandes lignes à une répartition des fractures assez voisine de celle qu'avait suggérée Auden, car les méthodes employées dans les deux cas étaient fort proches. Le choix d'une échelle plus grande nous a permis de pousser un peu plus loin la représentation. En outre, la bordure du Moray Firth, le Caithness, la côte nord et les Orcades qui sont des régions bien moins faillées que le reste de l'Ecosse du Nord, en partie sans doute en raison de la présence d'une couverture de Vieux-Grès-Rouge qui masque les fractures anciennes, n'ont pas été négligées pour autant. Il va sans dire que la carte hors-texte I ne constitue qu'une esquisse dont les traits seront confirmés ou infirmés au fur et à mesure que progressera la cartographie géologique. Néanmoins il nous a paru utile et souhaitable d'esquisser dès maintenant cette trame afin d'asseoir l'organisation de la morphologie structurale sur des bases régionales en faisant apparaître les grandes oppositions.

Malgré une large prédominance, dans l'ensemble, des deux directions orthogonales NE-SW et NW-SE (plus de la moitié du total des longueurs), il y a en Ecosse septentrionale une grande variété d'orientations des fractures. Ce serait une erreur profonde de croire que telle direction puisse refléter les mouvements de tension d'une époque déterminée à l'exclusion de tout autre. Les rejeux ont été fréquents le long des vieilles cassures mal consolidées — nous l'avons vu par exemple pour la faille du Grand Glen —, et les nouveaux accidents ont souvent suivi des blessures mal cicatrisées. Les fractures utilisées par des dykes peuvent d'ailleurs nous renseigner à ce sujet — à condition de prendre les dykes très étendus qui sont en rapport avec des efforts régionaux de la croûte terrestre —, car leur datation relative est mieux connue. J. E. Richey qui a étudié la question dans toute l'Ecosse estime que pour les Highlands les dykes NW-SE jalonnent aussi bien des cassures prétorridoniennes que permiennes ou tertiaires [372]. Cet exemple en dit long sur la certitude qui s'attache à déduire l'âge des failles de leur direction. Il n'en reste pas moins vrai que la plupart des auteurs sont d'accord pour admettre que beaucoup d'accidents tardicalédoniens étaient orientés suivant la direction NE-SW ou suivant des directions voisines, qu'au Permien la direction W-E dominait, qu'au Tertiaire enfin les cassures orientées N-S et surtout NW-SE étaient de beaucoup les plus fréquentes.

b. **Etude régionale**

En fait chaque région possède son propre canevas plus ou moins dense, où il est rare de ne pas voir s'affirmer nettement une ou deux directions. Parfois c'est tout un système d'organisation original qui domine, comme aux Hébrides externes. Il n'est donc pas artificiel de découper l'Ecosse du Nord-Ouest en une série de grandes « provinces tectoniques » pour lesquelles l'hydrographie et la topographie continentale ou côtière s'organisent de façon particulière. Certes les limites apparaîtront parfois un peu conventionnelles, mais le tracé sera guidé avant tout par des considérations tectoniques (auxquelles il faudra bien joindre quelques considérations pratiques) et pourra même coïncider avec un trait majeur, une discontinuité fondamentale de l'écorce comme la faille du Loch Maree par exemple.

Il eût été souhaitable d'appuyer cette division régionale sur des mesures quantitatives. La notion très intéressante de « surface déplacée relative » définie par A. Cailleux comme le produit de la longueur par le rejet est impossible à calculer ici, car nous ignorons dans la plupart des cas la valeur des rejets [81]. La densité elle-même, quotient de la longueur cumulée par la surface, serait délicate à interpréter car la cartographie des

failles et des fractures est trop imparfaite et le calcul, dans l'état actuel de nos connaissances, en est prématuré. Il est évident que des différences de densité apparaissent pourtant sur la carte, mais il serait illusoire de vouloir les chiffrer avec précision, d'autant que dans les régions les plus riches en cassures, l'échelle de la carte n'a pas permis d'indiquer toutes les fractures.

J. B. Auden a bien essayé de calculer l'espacement moyen des failles dans quelques régions écossaises. Pour lui, les fractures du Sutherland et du Ross-shire sont en moyenne espacées de 5 km 1/2, tandis que les accidents majeurs du système du Grand Glen sont en général séparés par des distances de 10-13 km ou 21-22 km. Ces différences régionales seraient en liaison avec les variations d'épaisseur de la croûte qui supporte les efforts [13]. Nul ne songe à nier de telles oppositions qui sont d'ailleurs mises en lumière par la représentation cartographique. Le socle de l'avant-pays calédonien du Nord-Ouest est traversé par des fractures plus rapprochées que le socle moinien située plus au Sud-Est. Calculer l'écartement moyen des accidents nous paraît néanmoins assez aléatoire pour le moment.

La zone septentrionale, vaste rectangle que l'on pourrait délimiter par la côte nord, la vallée du Strath More et du Loch Hope et le parallèle de Lybster, partage avec les *Orcades* un système de failles où l'emportent nettement les directions méridiennes et subméridiennes, puisque les orientations N-S et NNE-SSW occupent plus de 40 % de la longueur totale dans les deux cas. Cependant le long de la côte nord, les fractures souvent isolées passent parfois à la direction NW et NNW. Elles jouent un rôle prépondérant dans la localisation, les caractères et l'orientation des principaux axes hydrographiques. Aux Orcades par contre, les failles normales postdévoniennes et sans doute assez récentes pour la plupart se groupent fréquemment en faisceaux dont l'influence est déterminante pour le relief continental et sous-marin. Les orientations NE et ENE-WSW y jouent un rôle non négligeable.

Dans *la région côtière du Nord-Ouest,* comprise entre le Loch Eriboll et la grande faille du Loch Maree, la densité de fractures est considérable, mais le dessin est relativement simple. En effet, près de 60 % de la longueur des failles correspond à des accidents majeurs d'orientation WNW-ESE et NW-SE. Ceux-ci, par l'intermédiaire du réseau hydrographique qu'a emprunté la glace, déterminent l'allure déchiquetée si caractéristique de la côte. A cette trame s'ajoute une direction orthogonale secondaire NE-SW qui intervient dans le détail du paysage des presqu'îles ou de l'intérieur. L'apparent dédale de collines rocheuses si typique de cette région s'organise donc en fait suivant un quadrillage dont la régularité assez frappante apparaît bien depuis les sommets des montagnes les plus élevées.

Beaucoup de grands accidents NW-SE se prolongent à travers le Sutherland jusqu'à *proximité de la Mer du Nord.* Aussi le secteur compris entre la zone septentrionale décrite précédemment et le Dornoch Firth se présente-t-il, du point de vue tectonique, comme assez proche de la région côtière du Nord-Ouest. On y observe la même prédominance des failles à direction NW-SE (près de la moitié du total). Par contre le quadrillage est moins net. La grande faille de Brora-Helmsdale qui suit la côte du Moray Firth et qui doit représenter une branche du système du Grand Glen introduit un élément d'orginalité.

Ce système tectonique du Grand Glen est constitué d'après W. Q. Kennedy d'une série de failles obliques branchées sur le décrochement horizontal du Glen More et d'autres décrochements parallèles à l'accident principal et situés de part et d'autre [244]. Effectivement cette organisation est très largement prépondérante dans parallélogramme allongé qui s'étend du Dornoch Firth à la péninsule de Morvern et dont les limites sont formées par le Glen et la faille du Strathconon. Mais cette région ne représente que la moitié nord-ouest du système, car au SE du Grand Glen se retrouve le même dispositif de grandes failles plus ou moins parallèles (celles de Laggan, d'Ericht-Laidon, de Tyndrum et du Loch Tay sont les plus notables) qui a été décrit par W. Q. Kennedy et E. M. Anderson [244 et 7].

En ce qui concerne la moitié nord-ouest du système, la seule qui nous occupe ici, deux accidents principaux NE-SW sont à retenir, en dehors de la faille du Grand Glen. Ce sont des décrochements fort longs et assez continus qui ont imposé la localisation de bien des traits du relief et de l'hydrographie : la faille du Strathconon qui se suit depuis la latitude du Dornoch Firth jusqu'au Loch Hourn sur la côte ouest et la faille du Strath Glass qui joint le Cromarty Firth au Loch Sunart en passant par le Loch Shiel. Dans les deux cas on doit avoir affaire à une zone de fractures à tracé en échelon plutôt qu'à une faille simple à tracé linéaire (1).

(1) Il convient peut-être d'ajouter à ces deux grandes failles l'accident majeur du Minch ("Minch Fault") orienté NNE-SSW, du moins si l'on adopte les vues de R. Dearnley [118] (v. p.). Si ce grand décrochement latéral a effectivement existé, son dessin a, semble-t-il, été oblitéré par le jeu plus récent d'une grande faille en arc de cercle liée aux manifestations volcaniques tertiaires de Skye (v. p. suivante).

Planche 1. — *Failles et fractures en Ecosse du Nord-Ouest.*

1 : Faille normale de tension dont le regard est connu (Aux Orcades, seuls ont été notés les regards correspondant aux rejets les plus notables); 2 : Décrochement latéral, avec indication du sens du mouvement; 3 : Fracture ou faille dont le regard est inconnu; 4 ; Faille incertaine mais probable; 5 : Prolongement supposé. Les failles inverses et charriages de l'orogénie calédonienne ne sont pas indiqués ici mais sur la carte de la figure 20.

LÉGENDE

1
2
3
4
5

0km 10 20km

SCAPA FLOW

F. DU LOCH MAREE

F. DU STRATH CONON

F. DU STRATH GLASS

F. DE BRORA-HELMSDALE

FAILLE DU GLEN MORE

PLANCHE I

A ces accidents majeurs s'ajoutent de nombreuses failles secondaires de même orientation, ce qui explique qu'au total la seule direction NE-SW représente environ 45 % des longueurs.

Le canevas comporte en outre des failles obliques branchées sur le décrochement du Glen More : toutes les transitions existent entre les fractures NE-SW et les accidents franchement W-E ou WNW-ESE qu'épousent les principaux axes hydrographiques vers le Sud. Parfois le tracé s'infléchit au voisinage du Grand Glen. Tout se passe donc comme si nous étions placés ici dans une zone charnière à la jonction de deux directions caractéristiques.

Parmi *les régions dont la tectonique est en liaison évidente avec la présence des volcans tertiaires,* il faut distinguer trois ensembles.

Celui qui comprend Rhum, Skye et les îles voisines ainsi que le triangle limitée par le prolongement de la faille du Strathconon et la faille du Loch Maree, offre certainement un des plus beaux exemples de réseau orthogonal récent qu'il soit possible d'observer en Ecosse. En effet, deux directions perpendiculaires NW-SE et NE-SW ont à peu près la même importance. Si on y ajoute les failles méridiennes, bien marquées en général, on obtient une somme de longueurs qui représente environ 80 % du total. Comme l'espacement est souvent régulier, cette région a un canevas relativement simple et géométrique qui se réflète assez fidèlement dans le découpage de la partie septentrionale de Skye et de la péninsule d'Applecross.

Dans l'île de Mull, la péninsule d'Ardnamurchan, le Morvern occidental et Coll, la direction NW-SE et les directions voisnes WNW-ESE en particulier deviennent tyranniques au point d'occuper 80 % des longueurs. Il est bien évident qu'une étroite relation existe entre les fractures NW-SE et les essaims de dykes tardifs dont il est question plus haut. L'orientation est la même et la mise en place des dykes a été conditionnée par l'existence de zones de faiblesse préalables. Certaines failles d'orientation différente et d'âge vraisemblablement plus ancien ont rejoué au Tertiaire : ainsi la faille du Loch Assapol dans le Ross of Mull.

A Mull comme à Rhum, les dispositifs intrusifs qui caractérisent les centres volcaniques sont accompagnés de belles failles circulaires dont la trace se suit parfois très bien dans la topographie. Mais si l'on considère, la périphérie des régions volcaniques tertaires et non plus le centre ,on est frappé de constater l'existence de *systèmes de fractures radio-concentriques* dont l'exemple le plus indiscutable et le plus net se situe aux Hébrides externes. De Lewis à Benbecula, les failles, dans une proportion qui atteint presque les 6/10, sont disposées perpendiculairement au tracé régulièrement arqué de la côte est de l'archipel. Un tel arrangement ne peut être dû au hasard. Il doit comporter d'une part une grande faille — ou une flexure très marquée —, en arc de cercle, d'autre part une série de failles radiales plus petites. L'ensemble serait à mettre en rapport avec le centre volcanique de Skye (1).

D'autres dispositifs radio-concentriques existent ailleurs, mais ils sont moins clairs. Ainsi pour Auden, il y aurait en bordure du Mainland, autour d'un centre intrusif caché sous la mer dans les environs d'Eigg une série de fractures radiales et de fractures arquées concentriques [13]. L'ensemble est néanmoins assez peu régulier et n'apparaît avec quelque netteté que vers le SE, d'Ardnamurchan à la côte de Morar. Par contre, il n'est pas déraisonnable d'admettre que le contour de Mull vers le SE, qui est un arc de cercle très régulièrement dessiné, corresponde à une faille ou à une flexure brusque semi-circulaire en relation avec le centre intrusif de l'île. Cette explication aurait le mérite de rendre compte du caractère brutal du passage des séries basaltiques tertiaires de l'île au socle présent sur le Mainland et même dans les îlots les plus avancés au SW de Kerrera et de Lismore Island (2). Il n'est d'ailleurs pas impossible que ce trait structural suivi par le Firth of Lorne ait été esquissé dès l'Ere secondaire.

Cet arrangement rayonnant des failles n'est pas limité aux régions volcaniques. On le retrouve par exemple tout autour du demi-cercle que forme la baie de Gruinard aux proportions si harmonieuses. Dans la région d'Inchbae Lodge, où un creux de la topographie a permis la conservation de quelques témoins de la couverture de Vieux-Grès-Rouge, il est également présent. Mais dans les deux cas, les dispositifs sont d'assez petite taille et vraisemblablement plus anciens que ceux des zones de volcanisme tertiaire.

(1) Cette idée qui nous est apparue comme devant s'imposer assez rapidement n'a pourtant guère été retenue jusqu'ici. Signalons néanmoins que W. Panzer l'avait déjà exprimée dès 1928 dans un article dont nous avons pris connaissance ultérieurement [329].

(2) Immédiatement à proximité de la côte de Mull, à 200 m d'une grande falaise de sédiments secondaires, la petite île de Franck Lockwood est formée d'un reste de couverture ancienne, probablement dévonienne. Le tracé de la faille emprunte peut-être ce détroit.

CHAPITRE III

LES BASES DE LA DIVISION RÉGIONALE

Si l'on ne veut pas s'interdire d'apprécier toute la richesse des combinaisons morphologiques qu'offrent les paysages, il faut éviter de dissocier le complexe naturel et commencer par une étude régionale, quitte à revenir ensuite sur les principaux problèmes en les replaçant dans un contexte plus général. Bien entendu, il apparaît logique de s'appuyer en premier lieu sur les critères simples des formes qui s'ordonnent suivant les axes des cours d'eau.

L'organisation hydrographique peut-elle servir de base à la division régionale ? C'est évidemment la première question qui se pose. Mais le relief sous-marin de la plate-forme continentale est inséparable du relief terrestre : il en constitue le prolongement naturel. Sous peine de se fixer comme limite le niveau actuel avec tout l'arbitraire que cela comporte, il sera nécessaire d'élargir un peu le cadre de l'étude en y englobant les parties les moins profondes des mers environnantes.

1. — LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ET SES FLUCTUATIONS

(*carte hors texte II*)

a. Les oppositions Ouest-Est de part et d'autre de la ligne principale de partage des eaux

Depuis Reay Forest jusqu'au Sgurr na Ciche, sur plus de 150 km à vol d'oiseau, la ligne principale de partage des eaux court dans une direction bien définie et orientée NNE-SSW (carte hors-texte II). Cette ligne qui est en gros parallèle à la côte occidentale et s'appuie sur des reliefs importants dont certains atteignent ou dépassent 1 000 m, matérialise l'opposition fondamentale entre les drainages ouest et est. A l'Ouest, des cours d'eau de longueur réduite mais profondément encaissés débouchent dans les indentations de la côte du Minch. A l'Est, les tributaires de la Mer du Nord ont des bassins d'une ampleur bien plus grande, mais leur pente est plus réduite, leur encaissement moindre; aussi le paysage est-il loin d'avoir l'âpreté qu'il revêt dans la région côtière ouest. Cette dissymétrie qui marque non seulement l'hydrographie, mais les traits majeurs du relief littoral et continental, et par voie de conséquence la climatologie, a été maintes fois décrite. Elle se retrouve dans d'autres parties de l'Ecosse plus au Sud et en Scandinavie [Linton, 281]. Il importe toutefois de souligner dès maintenant qu'elle n'est pleinement valable qu'au N de la latitude d'Inverness. Dans les régions plus méridionales, elle s'estompe, et à partir du parallèle d'Inverness, elle se trouve faussée par la présence de l'accident du Grand Glen (1). Pour la retrouver, il faut aller en Ecosse du Nord-Est.

De part et d'autre de cette ligne principale de partage des eaux, à tracé subméridien, les cours d'eau ont — comme on pouvait s'y attendre —, des degrés de hiérarchisation très différentes. En prenant comme base

(1) La ligne de partage des eaux qui court à partir du Sgurr na Ciche en direction de Mull, n'est d'ailleurs qu'une ligne secondaire.

la carte à 1/253 440e qui représente déjà une schématisation et en employant la couleur on peut faire apparaître clairement les grandes oppositions de hiérarchisation (cette carte n'est pas reproduite ici). Dans l'ensemble le réseau hydrographique, au demeurant fort dense, n'offre pas de hiérarchisation très poussée en raison des dimensions modestes du triangle continental qui lui sert d'assise. Les degrés de hiérarchisation les plus élevés s'observent du côté est : Loch et Riv. Ness, Riv. Conon et Cromarty Firth et surtout Riv. Shin qui se prolonge par le Kyle of Sutherland. Néanmoins, la concentration n'a rien d'exceptionnel et n'aboutit pas à la convergence vers un axe unique que l'on était en droit d'attendre du Moray Firth. Comme nous le verrons plus loin, le relief sous-marin ne réalise d'ailleurs pas non plus cette unité, puisque deux vallées sous-marines parallèles aux côtes et donc divergentes se partagent le drainage ennoyé. C'est avant tout la structure qui est responsable de cet état de choses : les failles en particulier ont exercé une influence tyrannique en maintenant des cours d'eau parallèles entre eux sur de grandes distances et en privant d'affluents importants certaines rivières sur un côté de leur bassin. Ainsi s'expliquent en partie les anomalies qui caractérisent le bassin de la Riv. Beauly et celui de la Riv. Shin : la première venue du Sud-Est ne reçoit guère que des affluents du côté gauche alors que la seconde dont l'axe est en gros NW-SE a presque tous ses tributaires sur la rive droite. En effectuant les mesures au planimètre on peut calculer l'indice de dissymétrie (ou rapport des surfaces des deux portions de bassin de part et d'autre de l'axe principal) et obtenir les résultats suivants :

	% surface R.G.	% surface R.D.	Indice de dissymétrie
Riv. Beauly	65	35	1,85
Riv. Shin	25,5	74,5	2,9

Il reste que l'organisation du drainage du côté de la Mer du Nord est beaucoup plus poussée qu'en bordure du Minch ou de la mer des Hébrides, en raison de la superficie plus grande des bassins.

L'ancienneté des réseaux est-elle en cause ? On peut éliminer le facteur étendue en rapportant le degré de hiérarchisation à la superficie des bassins ou de façon plus expéditive en divisant la longueur des principaux axes hydrographiques (L) par leur numéro de série (N). Le quotient L/N aura une valeur d'autant plus forte que la hiérarchisation sera moins poussée. En prenant des cours d'eau dont le chiffre de série est égal ou supérieur à 4 (sur la carte simplifiée de l'Ordnance Survey à 1/253 440e), on est surpris de constater que les valeurs les plus faibles ne sont pas systématiquement localisées à l'Est et que le drainage orienté vers la Mer du Nord n'apparaît pas favorisé par rapport à celui de la côte ouest.

Rapport entre la longueur du cours d'eau principal (L en km) et sa série (N)

Bassin		L/N
Côte du Nord	Hope	8,75
	Borgie	8,25
	Naver	12,5
	Halladale	8
	Thurso	13,75
	Wick	7,5
Côte ouest	Aline (avec loch)	4,25
	Shiel	10
	Elchnaig	6,5
	Maree	10,25
Moray Firth	Helmsdale	9,8
	Brora	8,8
	Fleet (avec loch)	6,5
	Shin (avec Kyle)	11,5
	Oykell	9,2
	Black Water	11,25
	Bran-Conon	11,8
	Meig	9
	Beauly	17,25
	Moriston	11,50
	Garry	11,25

Il est donc sage de considérer la disposition d'ensemble du réseau hydrographique avec sa dissymétrie caractéristique comme héritée d'une organisation structurale dont nous avons vu qu'elle pouvait remonter à un passé relativement ancien.

Cette ligne principale de partage des eaux dont le tracé d'ensemble rectiligne est en rapport avec les grands traits du relief et avec la direction de la côte occidentale présente apparemment bien des signes de stabilité. Pourtant à y regarder de plus près, on s'aperçoit que des modifications non négligeables l'ont affecté.

Notons d'abord qu'elle ne coïncide pas avec la ligne des plus hauts sommets mais qu'elle zigzague de part et d'autre. De plus, l'interfluve principal, n'est pas continu : il est traversé par une série de vallées profondément encaissées — 31 d'après G. H. Dury —, qui appartiennent toutes au drainage atlantique. Ce dernier, à la faveur d'un niveau de base plus rapproché a donc réalisé un certain nombre de conquêtes qu'il serait intéressant de pouvoir estimer. Malheureusement, les reconstitutions sont délicates et ne peuvent concerner que des événements relativement récents qui ont laissé des traces non équivoques. Les superficies affectées par des captures probables ont été cartographiées sur le hors-texte II. Jusqu'à la latitude du L. Broom, le tracé de la ligne de partage des eaux reste assez peu sinueux et semble avoir peu évolué à l'exception de la région située à l'E d'Ullapool (Glen Achall).

Plus au Sud, le dessin devient plus irrégulier et dentelé et traduit ainsi une lutte plus âpre entre les deux drainages. Des empiétements du drainage atlantique s'observent en divers endroits, notamment à Dirrie More et dans Braemore Forest, à l'Ouest du Loch Fannich et au Nord-Est de Coulin Forest dans la partie amont du Glen Carron. Dans ce dernier cas, les faits sont particulièrement clairs puisque des cours d'eau orientés vers le Nord-Est changent brusquement de direction pour rejoindre vers le Sud-Ouest la Riv. Carron. Parmi eux l'un effectue même ce virage sur le versant ! Au Sud, établi sur de hauts sommets du B. Tharsuinn au B. Dronaig, l'interfluve n'a guère évolué mais plus loin, une importante capture a été réalisée au profit de la Riv. Ling et au détriment du Loch Monar. Au Sud du B. Attow (B. Fhada) d'autres empiétements plus limités ont été effectués au profit de la Riv. Croe, du Glen Shiel, et peut-être de la rivière Carnach.

Toutes ces modifications du tracé de la ligne principale de partage des eaux ont laissé des vestiges trop clairs pour qu'on puisse leur assigner un âge reculé : il est difficile de remonter au-delà du Quaternaire. Or, paradoxalement, les changements les plus marqués interviennent dans les régions les plus montagneuses qui auraient dû fournir des limites stables. Au contraire, au Nord du parallèle d'Ullapool où précisément s'observe la dissymétrie la plus frappante dans le relief et l'hydrographie, les fluctuations sont en général assez limitées. De telles captures se comprennent donc mal dans le cadre d'une évolution cyclique de type fluviatile, ayant comme moteur principal l'érosion régressive. Il est plus raisonnable d'admettre que les régions les plus élevées et les mieux arrosées — essentiellement les montagnes du Sud-Ouest — ont été, du fait de leur suralimentation glaciaire, le siège d'importants phénomènes de transfluence pendant la péroide froide. Aussi la glace dont la ligne de partage se trouvait à l'Est du principal interfluve préglaciaire serait-elle responsable des « brèches » qui le traversent. Cette séduisante explication déjà entrevue par H. Louis et J. Sölch [285 et 407] a été reprise plus tard et développée par D. Linton qui l'a étendue à toute l'Ecosse des Highlands et même à une partie de la Scandinavie [273]. G. H. Dury l'adopte avec enthousiasme pour expliquer les caractères de la ligne de partage des eaux de l'Ecosse du Nord, en partant du magnifique exemple de capture situé entre la tête du L. Shiel et l'extrémité occidentale du Loch Eil [137]. Cette hypothèse qui cadre d'ailleurs assez bien avec les faits d'observation repose néanmoins sur une théorie qu'il faudrait démontrer : l'efficacité du creusement glaciaire dans un matériel rocheux cohérent et souvent fort résistant. Nous verrons plus loin avec quelle prudence il faut aborder ce problème mal connu. Il serait bon de faire intervenir largement l'action des eaux de fonte pour résoudre cette difficulté et c'est précisément ce que fit Dury dans l'étude détaillée de la capture. Une deuxième remarque s'impose : on ne peut exclure *a priori* que des portions de vallées issues de capture pré- ou interglaciaires aient été oblitérées ou aménagées par la glace au point d'être rendues méconnaissables. Il ne faut pas oublier qu'une importante phase de dissection a précédé la glaciation quaternaire.

Ajoutons enfin qu'à côté des changements intervenus récemment et qui ont laissé des témoignages irrécusables dans les formes, existent probablement des transformations plus anciennes, plus difficiles à prouver. Reconstituer « la ligne des plus hauts sommets » afin d'avoir un tracé de référence est toujours une entreprise délicate car elle comporte une bonne part d'arbitraire. Quels sommets choisir ? On ne peut tous les retenir sous peine de retrouver la ligne de partage des eaux. On est toujours tenté de tracer une ligne droite entre deux sommets voisins, ce qui n'est qu'une approximation. Dury n'a dessiné qu'*une* ligne possible en l'appuyant au plus près sur le seuil actuel de partage des eaux, ce qui lui permet d'apprécier les modifications les plus récentes qu'il rapporte à l'époque glaciaire, à juste titre semble-t-il. Mais on peut sans artifice tracer d'autres lignes de hauts sommets qui s'écartent davantage du seuil actuel. Comment comprendre par exemple qu'au Sud-Est du Loch Maree, la ligne de partage des eaux se localise dans une région de médiocre altitude alors que de part et d'autre se trouvent de hautes montagnes ? Faire intervenir de grandes modifications au profit du drainage de la Mer du Nord choque le bon sens et surtout cadre mal avec les observations faites partout ailleurs. Il faut donc bien chercher l'ancien seuil de partage des eaux nettement plus à l'Ouest, c'est-à-dire dans le massif montagneux du B. Eighe-Liatach, au voisinage immédiat de la mer. Cette voie est d'ailleurs dangereuse

car elle peut conduire par généralisation à d'hypothétiques reconstitutions comme celle d'A. Bremner qui voit dans les tributaires du Moray Firth des tronçons d'anciens axes beaucoup plus longs ayant eu autrefois leur tête « quelque part à l'Ouest » de la côte actuelle [69]. Si le drainage de la Mer du Nord a été réduit c'est grâce aux avantages dont ont bénéficié les cours d'eau du Minch, soit directement, soit indirectement par l'intermédiaire de la glace, mais il serait plus qu'hasardeux d'y voir la conséquence d'une catastrophe engloutissant les parties supérieures des bassins.

b. Le secteur méridional

A partir de la charnière que constitue le Sgurr na Ciche, la ligne principale de partage des eaux file droit vers l'Est jusqu'au Grand Glen. On a semble-t-il affaire à un tracé d'une grande stabilité, d'autant plus étonnant qu'il ne s'appuie ni sur de très hauts sommets, ni sur une lithologie particulière. Impossible de relever une capture de quelque importance. En réalité, la ligne n'a fait qu'épouser un des interfluves rectilignes de la région orientés W-E. Ces interfluves, branchés à angle aigu sur la dépression du Grand Glen ont tous un air de parenté grâce à leur allure rigide et à leur parallélisme. Il est clair que le relief et l'hydrographie subissent ici plus qu'ailleurs la tyrannie du réseau de failles W-E et SW-NE. La dissymétrie du branchement des vallées de part et d'autre du Grand Glen s'explique dès lors très facilement, de même que le rebroussement des cours d'eau qui débouchent du côté ouest du L. Linnhe, de la Riv. Lochy et du L. Lochy. Tous les critères habituels qui utilisent les directions hydrographiques pour déterminer les régions de captures sont évidemment inapplicables ici, en raison de la tectonique. A quoi bon s'extasier devant la merveilleuse continuité des vallées de part et d'autre du Grand Glen si l'on admet qu'elles sont liées aux mêmes lignes de faille ? On a voulu voir dans le Glen Tarbert, le Loch Eil, etc., les anciennes têtes d'un drainage dirigé vers la Mer du Nord et tronqué par le creusement ultérieur de la dépression du Loch Linnhe [E. B. Bailey, 18]. Comment confirmer ou infirmer cette hypothèse ? Certes, il n'est pas interdit de penser que l'axe du Grand Glen favorisé par la présence d'une importante zone de broyage le long du décrochement latéral, a pu réaliser des annexions de portions entières de bassins. Dans ce cas, la position du Ben Nevis (point culminant de l'Ecosse et de la Grande-Bretagne) à quelques kilomètres seulement de la mer s'expliquerait comme représentant le jalon d'une ancienne ligne de partage des eaux maintenant rompue par l'extension du drainage atlantique. Mais à quelle date fixer une telle transformation qui dépend évidemment du creusement du Grand Glen ? Faut-il donc une fois de plus attendre le Quaternaire et faire appel aux bons soins de la glace ? Linton pense que la continuité topographique actuelle n'a dû être réalisée qu'à l'époque glaciaire [273]. Il est pourtant bien difficile d'admettre qu'un accident aussi ancien et aussi important que la faille du Glen More n'ait point été marqué dans le relief tertiaire quand on sait à quel affaiblissement du potentiel structural il a conduit. Il subsiste d'ailleurs dans toute la région de Spean-bridge, au pied du Ben Nevis un magnifique vestige d'aplanissement dont il y a tout lieu de penser qu'il est préglaciaire.

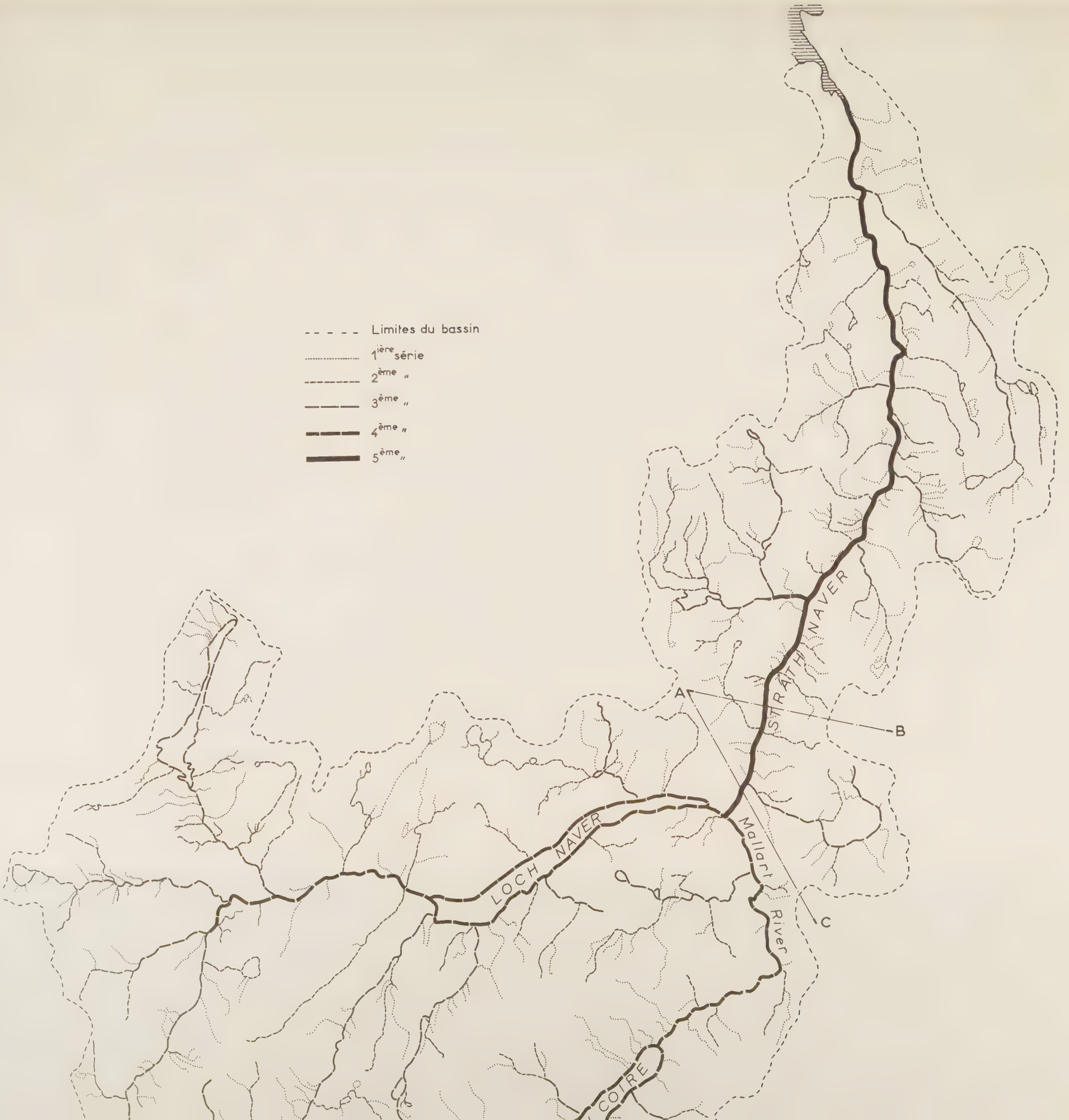
c. Les vicissitudes du drainage dans la partie nord

Au Nord-Ouest, vers le B. Hee (Reay Forest), la ligne principale de partage des eaux prend une direction W-E grossièrement parallèle à la côte nord, mais son dessin n'a pas la belle régularité que l'on observait ailleurs.

Le tracé qui va de Reay Forest à Duncansby Head est affecté par la présence de deux grands lobes tournés vers le Sud (carte hors-texte II) qui correspondent aux parties supérieures des bassins des rivières Naver et Thurso. Ces bassins ont tous les deux la même forme étrange qui résulte de la jonction de deux parties nettement distinctes : à l'amont le large développement suivant un axe W-E d'un réseau bien hiérarchisé; à l'aval après un coude brusque et un changement de direction à 90°, une portion étroite et peu ramifiée orientée vers le Nord. Nous avons donc affaire à des bassins typiquement hétérogènes dont l'exemple le plus remarquable est fourni par la Naver (*fig. 28*). De part et d'autre du resserrement médian du bassin qui coïncide avec le coude — AB ou mieux AC sur la figure — des différences considérables s'observent dans l'organisation hydrographique. Si pour les petits cours d'eau l'indice de hiérarchisation est un peu plus poussé en aval qu'en amont, au Sud de AC il croît régulièrement avec le numéro d'ordre de la série pour atteindre 100 %, tandis qu'au Nord il décroît.

Naver : *Indices de hiérarchisation*

En amont de AC			En aval de AC	
Nombre de convergences			Nombre de convergences	%
1ère série ⟶ 2ème série	108/200	54	93/144	65
2ème série ⟶ 3ème série	46/61	75	30/48	62
3ème série ⟶ 4ème série	14/14	100	2/8	25


Limites du bassin
1ière série
2ème "
3ème "
4ème "
5ème "
A
B
C
STRATH NAVER
LOCH NAVER
Mallart River
COIRE

Il faut donc supposer qu'en amont l'organisation suivant les axes moyens est ancienne. Au contraire, en aval, les différences d'indices traduisent une hétérogénéïté certaine : des petits cours d'eau bien hiérarchisés se rattachent à un axe dont l'ordre élevé de hiérarchisation est récent.

Si l'on utilise maintenant le témoignage des formes, on constate qu'aux coudes à angle droit de la riv. Naver et de son affluent la riv. Mallart, correspondent des seuils bas n'excédant pas quelques dizaines de mètres qui permettent un passage facile vers la partie supérieure du bassin de la riv. Helmsdale jalonnée par des lacs (1). La riv. Mallart qui coule dans le fond plat d'une large vallée n'est séparée du drainage de la Mer du Nord, au droit du coude, que par une dénivellation de l'ordre de 10-15 m au maximum. Au contraire, la riv. Naver un peu encaissée se trouve à 60-70 m en contrebas du seuil de partage actuel.

Au total, l'hydrographie tributaire de la Mer du Nord a donc été amputée de toute la partie amont du bassin actuel de la Naver.

Le même phénomène se reproduit à l'Est pour le bassin de la riv. Thurso. C'est aux dépens du drainage de la riv. Wick que s'est effectuée la capture. Le seuil de partage est de l'ordre de 25 m environ.

A l'Ouest, le Strath More dont la disposition hydrographique est en apparence assez banale, montre en réalité des signes indiscutables d'hétérogénéïté morphologique.

Non seulement la riv. Strathmore se dirige vers le Nord et le Loch Hope en s'encaissant de plus de 250 m dans les gneiss, au lieu d'emprunter le large passage qui la conduirait à l'Est vers le L. Meadie et le Bassin de la Naver; mais encore sa vallée moyenne est constituée de deux auges juxtaposées décalées l'une par rapport à l'autre. La jonction correspond à un rétrécissement occupé par des roches polies et où tout a été nettoyé par la glace. Le glacier a dû stationner un certain temps à cet endroit car immédiatement au Nord débute une grande nappe fluvio-glaciaire inclinée vers le Loch Hope et qui n'est autre qu'un cone de transition légèrement disséqué par la suite. La reconstitution de l'évolution n'offre ici aucune difficulté : le resserrement marqué très caractéristique qui affecte le Strath More au Sud du Loch Hope constitue un jalon indiscutable de l'ancienne ligne de partage des eaux qui s'appuyait sur le Ben Hope à proximité. Deux cours d'eau dont le tracé était sans doute lié à des failles, comme nous le verrons plus loin, coulaient dans des directions opposées. Celui du Sud faisait partie d'un réseau qui drainait le versant oriental du Massif de Reay Forest et représentait ainsi la partie supérieure du bassin de la Naver. L'unité topographique de la cuvette subsiste d'ailleurs de nos jours.

L'action de la glace jointe à celle des eaux de fonte dans un matériel en partie broyé est-elle suffisante pour expliquer l'ouverture de la brèche dans l'interfluve ?

Mieux qu'ailleurs, l'idée d'une transfluence d'origine glaciaire ou fluvio-glaciaire peut s'appliquer ici car en arrière, le vaste bassin de la Naver a servi de réservoir de glace. L'alimentation venant surtout du Sud, l'encadrement montagneux étant plus discontinu du côté nord, les langues glaciaires ont débordé dans cette direction en laissant comme traces de morsure sur les bords de la cuvette une série de lacs de surcreusement : Loch Hope, Loch an Dithreibh, Loch Loyal. Néanmoins pour le Strath More, il faut admettre qu'une vallée bien dessinée existait déjà si l'on veut comprendre la canalisation du courant de glace à travers une région élevée.

Dans le cas du Strath Naver, le travail était mieux préparé puisqu'une vallée importante était déjà présente. L'encaissement ultérieur a d'ailleurs été modéré. C'est évidemment la glace issue du massif du B. Klibreck et venue du Loch Coire qui doit être rendue responsable du blocage vers l'Est du trop-plein du réservoir glaciaire et de son détournement vers le Nord par le Strath Naver. Les nombreux dépôts fluvio-glaciaires qui jalonnent la vallée de la Naver dans la partie moyenne montrent que les eaux de fonte ont eu leur rôle à jouer.

Quant à la Riv. Thurso elle a été largement influencée par les phénomènes marginaux liés à l'arrivée d'un glacier étranger d'origine scandinave.

Si nous essayons de dresser un bilan provisoire des transformations de la ligne de partage des eaux dans le Nord, nous constatons :

1) que chaque fois le drainage de la côte nord a été agrandi aux dépens des tributaires de la Mer du Nord,

2) que l'étape du Quaternaire semble avoir été décisive malgré un important travail de préparation antérieur.

On peut logiquement essayer de rétablir l'ancienne ligne de partage des eaux en tenant compte des trois captures qui viennent d'être étudiées. Le résultat est des plus surprenants car si l'on obtient une ligne assez régulière (à l'exception de la pointe vers le Sud que fait le bassin de la riv. Halladale), on est obligé de constater qu'elle s'appuie sur des interfluves d'altitude bien médiocre nettement en contrebas de hauts sommets alignés un peu plus au Nord : Ben Hope, Ben Loyal, B. Stumanadh. Ces montagnes, maintenant isolées, sont les témoins d'un ancien « rempart » bien démantelé et dont les brèches ont été utilisées par la glace dans son passage vers le Nord.

(1) Cette capture avait déjà été envisagée par A. B. Lennie en 1911 [270].

Nous pouvons conclure en considérant maintenant la totalité du Mainland. Les bassins hydrographiques tributaires du Moray Firth (*lato sensu*) tout en gardant une nette prédominance dans le drainage de l'Ecosse du Nord-Ouest, n'en constituent pas moins les résidus d'un ensemble autrefois plus vaste et qui a été grignoté de toutes parts. Les empiétements les plus considérables ont été réalisés au Nord, car la ligne de partage des eaux ne s'appuyait que sur une série discontinue de reliefs. Le drainage de la Mer du Nord y était d'autant plus vulnérable qu'il était menacé par la présence d'axes à direction perpendiculaire susceptibles d'être, sinon les auteurs, du moins les complices de détournements importants. A l'Ouest, malgré une dissymétrie beaucoup plus marquée de part et d'autre de la ligne de montagnes, les pertes ont été plus limitées car là ne s'opposaient que des têtes de bassins. Pourtant les changements intervenus sont loin d'être négligeables. Au Sud, il est beaucoup plus difficile d'apprécier les transformations, car la tectonique a imposé des directions préférentielles dont il est malaisé de saisir l'ordre d'utilisation.

2. — LES ILES ET LE RELIEF SOUS-MARIN

Il est impossible de se limiter aux enseignements tirés de l'étude hydrographique du Mainland, si l'on désire replacer les archipels qui entourent l'Ecosse du Nord-Ouest dans un cadre géomorphologique général. Heureusement, le relief sous-marin est connu dans ses grandes lignes grâce aux cartes marines à moyenne échelle remises à jour périodiquement et complétées par des sondages récents (carte hors-texte II).

Il faut néanmoins rester très prudent dans l'interprétation car :

— les levées de détail sont encore rares;

— la densité des cotes est très variable d'un point à l'autre; elle est évidemment plus forte près du continent qu'au large, et sur la côte ouest très découpée que sur la côte orientale plus simple;

— le tracé des isobathes à partir des cotes présente des difficultés, mais la reconstitution des dépressions sous-marines est un problème encore plus délicat car souvent plusieurs dessins sont possibles;

— l'influence perturbatrice des glaciations a sans doute détruit la continuité originelle de la pente dans l'axe d'anciens talwegs sous-marins par le surcreusement et la formation de contre-pentes. Ainsi sur la côte occidentale la plus marquée par la glaciation, les anciennes confluences coïncident souvent avec des ombilics :

	Côte ouest, de Butt of Lewis jusqu'à Colonsay (entre les Hébrides et le Mainland)	Côte nord, du Cap Wrath à Duncansby Head, + Orcades	Côte orientale (Moray Firth)
Confluence avec ombilic	91	8	1
Confluence sans ombilic	88	38	11
Total	179	46	12

On retrouve dans le relief sous-marin bien des traits de l'opposition Ouest-Est qui marque le relief subaérien et l'hydrographie continentale. Aux formes simples et régulières du Moray Firth s'opposent les profonds chenaux qui entaillent le Minch et la mer des Hébrides.

a. Le Moray Firth

La morphologie de cette grande baie d'aspect triangulaire ne s'ordonne pas comme on aurait pu le penser, suivant un axe unique. En effet, les deux côtes rectilignes qui l'encadrent sont longées par deux grandes dépressions continues qui divergent et sont séparées par une zone de hauts fonds légèrement incurvée : le Banc Smith. Il fait peu de doute que nous avons affaire à d'anciennes vallées maintenant submergées, car d'une part les profondeurs augmentent assez régulièrement vers le large et d'autre part les directions ne font que prolonger les cours d'eau subaériens.

La divergence s'explique aisément, elle ne fait que traduire l'existence de deux grands traits structuraux dont l'un nous est d'ailleurs déjà connu. Ainsi le talweg sous-marin qui suit la bordure nord-ouest de la baie de Moray n'est que la continuation du drainage du Dornoch Firth. Un peu au N du 58e parallèle, son tracé orienté SW-NE devient très rectiligne et épouse vraisemblablement, comme l'a noté récemment D. Flinn [147],

le prolongement de la ligne de faille du Grand Glen. Quant à l'autre axe, de direction WSW-ENE, il forme un grand sillon qui prend naissance à l'embouchure de l'Inverness Firth pour se poursuivre jusqu'au large de Fraserburgh (Aberdeenshire) au moins. A cet endroit, c'est un véritable chenal profond qui peut descendre jusqu'à plus de 200 m. Rectiligne et nettement dissyémétrique jusqu'au large de la baie de Spey — le versant sud est très raide, le versant nord à peine marqué —, il doit représenter le rebord faillé du bloc de l'Ecosse du Nord-Est, autrement dit une dépression longitudinale à caractère tectonique ayant peut-être rejoué récemment en raison de la surcharge glaciaire dans les Highlands de l'Est.

Ces talwegs ont certainement été empruntés par les courants de glace venus du Mainland écossais, mais ils ne semblent pas avoir été profondément modifiés et ont gardé leurs traits principaux de vallées de faille. On peut considérer le banc Smith et les hauts fonds environnants comme le reste d'un ancien interfluve submergé qui séparait autrefois les deux réseaux marginaux, en prolongeant la ligne secondaire de partage des eaux qui aboutit à Tarbat Ness.

b. L'archipel des Orcades et la plate-forme continentale de la côte nord

Une bonne part de l'intérêt morphologique qu'offrent les Orcades vient de ce que cet archipel représente un état intermédiaire entre le relief subaérien habituel et l'ancien relief d'origine continentale immergé si fréquent sur les plates-formes des mers bordières. Tout dans ces îles — depuis l'organisation et le découpage d'apparence compliquée des côtes jusqu'au tracé des isobathes —, évoque les vestiges d'une région d'interfluves à moitié ennoyée. Nulle part ailleurs en Ecosse il n'est plus facile de reconstituer les anciens talwegs, car les vallées sous-marines ne sont ici que le prolongement naturel des vallées émergées et les bassins hydrographiques que la fraction supérieure d'ensembles plus vastes en partie submergés. Un tel paysage s'éclaire si l'on tient compte de la position assez particulière de l'archipel : les Orcades ne sont qu'un jalon sur le vaste seuil peu profond (moins de 100 m) qui prolonge le Mainland écossais vers le NNE depuis le Caithness jusqu'aux Shetlands. Cette grande avancée sous-marine d'allure triangulaire sépare de l'extrémité septentrionale de la Mer du Nord le grand sillon des Färö au Nord-Ouest.

Le dessin de l'ancienne ligne de partage des eaux se retrouve assez bien : on le suit à travers l'archipel depuis Stroma, South Ronaldsay, et Burray (où il a été matérialisé par la construction d'une digue pendant la dernière guerre), le Mainland oriental, Shapinsay, jusqu'à Sanday et North Ronaldsay.

Assez curieusement cette ligne est fortement décalée vers l'Est de l'archipel, alors que les altitudes les plus fortes sont au contraire localisées du côté ouest. Nous avons là, sinon la preuve, du moins une indication assez sûre de l'avantage qu'a pu prendre dans le passé le drainage atlantique sur les bassins tributaires de la Mer du Nord. C'est donc un problème analogue à celui qui a été évoqué pour le Mainland écossais; mais il offre ici des difficultés encore plus grandes. Doit-on considérer cette lutte d'influence comme antérieure aux glaciations ou faut-il voir dans les gains des réseaux occidentaux une simple conséquence du passage de la glace scandinave venue de l'Est ou mieux de l'action des eaux de fonte issues de cet inlandsis ? Bien que pour le moment, on ignore à peu près tout de la nature des fonds sous-marins, il ne faut pas hésiter à choisir le premier terme de l'alternative. Les glaciers n'ont fait, semble-t-il, qu'oblitérer une topographie d'interfluves suffisamment bien conservée pour que l'idée d'un vieux drainage ayant traversé les Orcades du Nord-Ouest au Sud-Est [G. V. Wilson, ..., 472], apparaisse fort peu plausible (v. chapitre IX).

A l'Ouest de l'archipel, les cotes bathymétriques s'organisent d'ailleurs en un système qui fait apparaître une longue vallée sous-marine d'abord parallèle au rivage septentrional de l'Ecosse depuis le Kyle of Tongue jusqu'à Strathy Point, puis ensuite orientée S-N. Ce talweg aboutit à une dépression qui dépasse 200 m de profondeur par endroits au NW des Orcades, et rejoint sans doute plus au Nord le sillon des Färö.

Ce n'est que plus à l'Ouest qu'apparaissent des hauts-fonds limités par l'isobathe — 60 m : le banc des Tempêtes, les bancs de Nun, de Skerry, de Whiten Head accompagnés par quelques îlots (Sule Skerry) se disposent suivant trois côtés d'un rectangle dont la longueur est orientée SW-NE, la largeur NW-SE. Une fois de plus interviennent les deux principales directions structurales de l'Ecosse. L'ensemble forme un peu une réplique des Orcades, mais davantage submergée. S'il est difficile d'affirmer que les trois branches de ces « Orcades sous-marines » sont d'anciens interfluves recouverts par la mer, on peut noter toutefois que le banc de Whiten Head ne fait que prolonger la ligne majeure de partage des eaux du Mainland écossais.

c. La bordure atlantique; le Minch, la mer des Hébrides et leurs dépendances

La topographie de la plate-forme continentale du côté atlantique est à l'image du relief de l'Ecosse occidentale; elle offre une grande complication. Pourtant, comme le faisait remarquer dès le début du siècle H. J. Mackinder, cet apparent désordre cache en réalité un système ordonné qui a été submergé [294].

Les progrès des connaissances bathymétriques ont fait apparaître de multiples dépressions le plus souvent

allongées et parfois très profondes et étroites; d'orientation méridienne ou subméridienne, elles s'organisent fréquemment en chenaux ramifiés qui suggèrent une origine continentale. Aussi, en 1937, S. Ting a-t-il pu, en s'appuyant sur les cartes marines, tenter de reconstituer l'ancien drainage de l'Ouest écossais [433].

Il y a certainement dans cette reconstitution une bonne part de vérité, mais les idées sur l'origine de ces dépressions ont beaucoup varié et il serait très imprudent de croire qu'ici des réseaux de vallées fluviatiles ont été, comme aux Orcades, simplement ennoyés par la mer après quelques retouches par les glaciers. Le problème est différent, non seulement parce qu'il y a tout lieu de penser que localement l'érosion glaciaire a pu agir efficacement, mais encore parce que nous avons affaire à une région d'instabilité tectonique où les mouvements ne se sont probablement pas limités à l'époque tertiaire. Reconnaître que des dépressions sous-marines ont été aménagées en talwegs par des cours d'eau ou en auges par des glaciers à certaines périodes de leur histoire n'implique nullement qu'on les imagine *créées* par ces agents d'érosion. Dans une mise au point récente sur les plates-formes continentales à dépressions longitudinales, A. Guilcher a d'ailleurs fort clairement posé ce problème [194].

L'ancienne ligne transversale de partage des eaux.

Si les Hébrides externes ont une indéniable unité topographique que souligne le nom unique de « Long Island », il n'en est point de même pour le Minch et la Mer des Hébrides. En effet, les chenaux auxquels il a été fait allusion un peu plus haut, s'y organisent suivant deux directions opposées SN ou SSW-NNE — N-E ou NNE-SSW —, de part et d'autre de Skye et du seuil qui joint cette île à Lewis. Un des principaux mérites de Ting dans sa reconstitution est d'avoir reconnu dans l'île de Skye aux contours festonnés le reste d'une ancienne ligne fondamentale de partage des eaux. Arrivé à la même conclusion avant d'avoir lu Ting, nous ne pouvons qu'approuver cette vue. Si l'on veut bien se donner la peine, en faisant abstraction du zéro marin actuel, d'envisager dans son ensemble la morphologie terrestre et sous-marine, Skye apparaît comme le type même de la barrière séparant deux réseaux hydrographiques — d'ailleurs différents —, qui se tournent le dos.

La difficulté consiste d'abord à trouver le raccord de cette ligne avec le Mainland, et ensuite son prolongement vers Lewis et au-delà. Au Sud-Est, la ligne de partage passait-elle à l'emplacement du Kyle Rhea comme le veut Ting, ou au Kyle Akin ? Dans les deux cas, le seuil a une valeur analogue : 15-20 m. La question est d'autant plus délicate que la glaciation a dû modifier les formes et qu'on ne peut *a priori* exclure une capture préglaciaire.

L'étroit Kyle Rhea, à première vue, paraît mieux correspondre à l'idée qu'on se fait d'un interfluve recoupé. Mais en fait, il s'agit d'une ancienne vallée à méandres bien calibrée qui ne peut avoir été *créée* par la glace. Elle a seulement été empruntée par les glaciers et modifiée par eux.

Au contraire, le Kyle Akin plus large et plus irrégulier évoque davantage une région d'interfluve chevauchée en transfluence par les glaciers venus de l'Est directement. On voit mal pourquoi ces derniers auraient creusé une profonde vallée au Sud au prix d'un coude à angle droit, alors qu'un débouché s'offrait à eux droit à l'Ouest. L'inverse se conçoit mieux : la glace remontant en masse une vallée affluente puis l'interfluve de Kyle Akin, mais utilisant par diffluence la vallée de Kyle Rhea, orientée dans une direction perpendiculaire. Contrairement à Ting nous préférons donc placer l'ancien seuil de partage des eaux à Kyle Akin.

Comment se poursuivait au Nord de Skye la ligne de séparation des drainages ? Il faut tout de suite exclure comme tracé l'axe du North Minch occupé par une dorsale (East Shiant Bank en particulier) entre deux dépressions bordières. En effet, dans la vallée qui longe Lewis du côté est, l'écoulement se faisait vers le Nord si l'on en juge d'après les cotes bathymétriques et le mode de branchement des affluents. Par contre, un prolongement par les hauts fonds qui sont au Nord de Skye et l'archipel des Shiant Islands s'impose de lui-même. Il y a bien un chenal assez profond à franchir avant d'arriver à Lewis, mais c'est précisément à cet endroit qu'il est le plus étroit alors que de part et d'autre au Nord-Est et au Sud-Ouest, il prend vite une certaine ampleur. Parmi les différents arguments que l'on peut invoquer, retenons l'alignement de la zone des écueils et des îles volcaniques des Shiant avec l'extrémité septentrionale de Skye. De plus, la péninsule de Uisenish (Lewis) où aboutit le tracé correspond justement à une charnière du point de vue de l'hydrographie : au Nord les cours d'eau débouchent par des rias W-E, au Sud les orientations sont NNW-SSE. Certes les influences structurales sont manifestes, mais un changement aussi brusque ne peut s'expliquer que par une différence d'utilisation des failles dans les deux cas. Si le tracé proposé ici correspond à celui que dessine Ting sur sa carte, au-delà il en diffère. Pour Ting, la ligne principale de partage des eaux se poursuivait longitudinalement dans Lewis suivant une direction parallèle à celle du North Minch. L'auteur supposait que du côté atlantique un cours d'eau avait longé autrefois Lewis vers le Sud-Ouest. Cette interprétation se heurte à trois objections : 1) le talweg qui suit à l'Ouest la moitié septentrionale des Hébrides externes n'est pas continu semble-t-il : il diminue de profondeur et se rétrécit vers le 58° parallèle; 2) à cette latitude, on peut précisément joindre les hauts fonds qui supportent les îles Flannan à ceux qui environnent les îles Gasker par des profondeurs modérées; 3) à cette même latitude correspond un changement dans l'orientation des talwegs affluents : SE-NW au Nord, E-W au Sud.

On peut donc raisonnablement conclure que l'ancienne ligne de partage des eaux qui s'appuyait sur les hauteurs de Skye gardait à travers le Little Minch, dans Lewis et même un peu au-delà, un caractère « transversal » qui l'opposait à la ligne séparatrice « longitudinale » du Mainland. Il n'est pas sans intérêt de signaler qu'elle est très rapprochée dans les Hébrides de la limite également transversale qui met en contact bas plateaux du Nord et montagnes du Sud. Par contre, sur la bordure est du Minch, les deux lignes s'écartent beaucoup l'une de l'autre probablement en raison de la tendance persistante à la subsidence, mais aussi d'une évolution poussée le long de profondes vallées dont il nous faut dire maintenant quelques mots.

Le bassin du North Minch et ses dépendances.

Il est certain que les lochs marins de la côte ouest du Mainland se prolongent dans le North Minch par des vallées sous-marines branchées vers le Nord qui traduisent un ancien écoulement dans cette direction : les lochs Cairnbawn, Inver, Broom et Torridon en sont de bons exemples. L'axe principal de ce drainage est facile à reconstituer : il prend naissance dans l'embouchure du Loch Carron, se suit dans l'Inner Sound et se prolonge en direction du Nord ou du NNE jusqu'à la latitude du Cap Wrath. Mais si au Nord du parallèle du Loch Broom, l'organisation ne présente point de traits remarquables, au Sud elle offre deux singularités. La première anomalie est l'augmentation rapide des profondeurs vers l'amont aux endroits où les îles se rapprochent le plus du Mainland. Des sondages soniques relativement récents ont permis de découvrir à l'Est de Rona dans l'Inner Sound of Raasay un sillon étroit et allongé dont la profondeur peut atteindre 322 m. C'est la plus grande profondeur trouvée sur la plate-forme continentale britannique (le Loch Morar d'eau douce ne descend qu'à 301 m). Un autre ombilic moins profond (253 m) existe plus au Sud-Est dans le Linne Crowlin [A. H. W. Robinson, 378]. Ces formes sont très probablement à mettre en relation avec un surcreusement glaciaire exagéré par le resserrement de la glace entre les îles et le Mainland. Mais il reste une deuxième série de faits troublants. La fosse de l'Inner Sound of Raasay est à la fois en plan très rectiligne et orientée N-S suivant une direction qui est donc complètement indépendante de celle des axes de drainage voisins utilisés par l'écoulement de la glace. Son profil nettement dissymétrique comporte un bord ouest très raide qui s'oppose au côté est plus doux [Robinson, 378]. Dans une région connue par son instabilité tectonique et où la direction méridienne est bien représentée, de Skye à la péninsule d'Applecross, il ne fait guère de doute que ce sillon représente un fossé de faille (demi-graben ?) plus ou moins modifié par les agents d'érosion. Dans le même ordre d'idées, on peut signaler que la grande faille qui traverse Applecross du Nord-Est au Sud-Ouest se prolonge dans l'Inner Sound par un double ombilic moins profond que les précédents.

Le Little Minch, la mer des Hébrides et leurs dépendances.

Dans la topographie sous-marine de cette mer s'observe une remarquable convergence des chenaux vers le Sud-Ouest qui ne peut être le fait du hasard. Le dessin rappelle celui d'un éventail dont la pointe serait située un peu au Sud de l'extrémité méridionale de l'archipel des Hébrides externes. Dans cette région existe un long sillon orienté NNE-SSW, profond de plus de 200 m, et qui forme avec une autre grande dépression allongée du Nord-Est au Sud-Ouest un V aigu. C'est au profit de ces deux grands axes que s'est effectuée la concentration de l'ancien drainage. Le premier forme un chenal en général bien dessiné qui se suit jusqu'au Little Minch et l'ancienne ligne de partage des eaux jalonnée par le seuil Skye-Lewis. Il devait recevoir des affluents à la fois de la partie nord-ouest de Skye et des Hébrides externes. Le second a dû drainer toute la région comprise entre le Nord-Ouest de Skye, Ardnamurchan, Coll et Tiree. Malheureusement, la reconstitution est plus délicate ici, car les axes majeurs étaient orientés NE-SW, c'est-à-dire suivant une direction grossièrement perpendiculaire au mouvement de la glace venue du Mainland. Beaucoup d'anciens affluents transversaux utilisés par la diffluence glaciaire sont maintenant méconnaissables et il est bien difficile désormais de faire un choix dans le quadrillage des chenaux. Certains tracés géométriques sont très probablement d'origine structurale : ainsi les deux sillons qui encadrent Rhum au Nord-Est et au Nord-Ouest suivant des directions perpendiculaires; la longue fosse étroite et profonde de dessin rigide orientée W-E, au Nord du banc Hawes et à l'Ouest de l'île de Muck. Quant au vaste chenal rectiligne qui longe les Hébrides externes du Sud à partir du Sound of Barra, il représente un trait structural majeur car l'archipel change justement d'orientation à cet endroit.

Plus au Sud, au-delà de Coll et Tiree et des hauts fonds qui prolongent ces îles vers le Sud-Ouest, la topographie sous-marine des environs de Mull s'organise en fonction d'un troisième axe important. Ce dernier drainait vers l'Ouest une série de chenaux ramifiés qui prenaient naissance dans les indentations de la côte occidentale très découpée de Mull. Les hauts fonds qui prolongent vers l'Ouest la péninsule de Ross of Mull et Iona suggèrent l'existence d'un ancien interfluve séparant ce bassin du drainage du Loch Linnhe. En ajoutant à l'ensemble Coll et Tiree, on obtient un quadrilatère presque fermé sur trois côtés et ouvert à l'Ouest. Deux sillons parallèles et orientés NE-SW doivent sans doute leur origine à la tectonique : l'un longe de très près la côte sud-est de Coll, l'autre est en bordure de l'archipel des Treshnish. Le premier, le plus profond, a été interprété par Ting comme le prolongement du charriage de Moine, mais le tracé de cet accident passe vrai-

semblablement plus à l'Est entre Iona et Mull et d'ailleurs il ne se marque généralement qu'assez mal dans la topographie. O. Holtedahl a raison d'y voir plutôt le prolongement d'une grande faille, peut-être celle de Strathconon [220].

Le Loch Linnhe et ses prolongements.

Faut-il considérer le L. Linnhe comme la tête d'un ancien réseau indépendant coulant vers le SSW sur l'emplacement du Firth of Lorne, ou au contraire comme un tributaire du réseau occidental par la vallée ennoyée du Sound of Mull ? Dans la première hypothèse, l'ancienne ligne de partage des eaux aurait joint Mull au Morvern par les écueils qui traversent le Sound of Mull dans sa partie orientale. Dans la seconde, Lismore Island n'aurait été qu'un témoin fort émoussé de la partie la plus basse du seuil séparant les deux réseaux situés de part et d'autre de la ligne Appine-Mull. Le problème se pose en des termes analogues à ceux que nous avons rencontrés pour les deux détroits de Kyle Rhea et Kyle Akin. A première vue, la continuité du L. Linnhe vers le Firth of Lorne est plus logique, mais on comprend mal pourquoi la glace serait remontée vers l'Ouest suivant un tracé étroit et perpendiculaire alors qu'un large passage existait droit devant elle. Il est vrai que les diffluences devaient être inévitables puisque l'alimentation étant venue surtout de l'Est (Loch Etive en particulier) et du Nord-Est, une forte pression s'exerçait vers l'Ouest. Pourtant, l'ancienne vallée du Sound of Mull garde des traces de grands méandres encaissés dont le gabarit est peu compatible avec ce qu'on attend d'ordinaire d'une partie supérieure de cours d'eau. En outre, la largeur de cette vallée ne se modifie pas du Sud-Est au Nord-Ouest. Enfin, le branchement des rivières de Mull se fait vers le Nord-Ouest (ex. riv. Forsa). Le problème de reconstitution reste donc entier pour le moment.

La plate-forme continentale à l'Ouest des Hébrides externes.

Les fonds semblent en général assez réguliers et augmentent progressivement de profondeur vers l'Ouest. Il y a bien quelques accidents W-E transversaux qui prolongent les points visibles sur la côte occidentale de l'archipel, en particulier à South Uist, mais ils n'apparaissent guère qu'au-delà de l'isobathe — 40 m. Tout se passe comme si la bande comprise entre le littoral et les profondeurs — 30 — 35 m avait été nivelée soit par l'abrasion marine sur cette côte bien exposée, soit par des remblaiements locaux.

Le trait le plus remarquable de cette plate-forme est constitué par un long chenal oblique orienté NE-SW qui prend naissance près de la côte occidentale de North Harris et s'écarte de l'archipel en s'élargissant au large des îles Haskeir. Assez étroite en amont, cette dépression longitudinale s'appuie sur un talus rectiligne à pente raide (50 m sur moins d'un kilomètre par endroits) tourné vers le Nord-Ouest. De direction parallèle à celle de la côte occidentale de South Harris, un tel accident doit représenter une vallée d'angle de faille, coulant en contrebas du compartiment lui-même affaissé qui borde South Harris au Nord-Ouest.

Origine des sillons sous-marins.

A maintes reprises, nous avons été frappé par l'existence de longues et étroites dépressions profondes accidentant la plate-forme continentale qui borde l'Ecosse du côté atlantique. Beaucoup d'entre elles ont un tracé rectiligne et une direction longitudinale indépendante des axes de drainage subaériens mais en accord avec le canevas de failles de la région. Pourtant, ces sillons sont rarement isolés et s'intègrent bien dans un système de chenaux ramifiés et hiérarchisés qui représentent les vestiges d'un ancien réseau hydrographique maintenant submergé. Par ailleurs, les profondeurs maximales s'observent généralement dans les régions resserrées entre les terres ou le long des côtes élevées.

Tous ces caractères rappellent ceux des sillons marginaux situés en bordure des continents ayant connu non seulement des mouvements verticaux récents, mais aussi une glaciation étendue au Quaternaire sous la forme d'inlandsis : Norvège, Labrador, Grönland, Alaska du Sud-Est, etc.

Il est clair que les dépressions en question ont été utilisées et en partie façonnées par des cours d'eau préglaciaires ou interglaciaires qui expliquent l'organisation d'ensemble. La glace est sans doute responsable du creusement de certains ombilics, de la mise en valeur de certains tracés par rapport à d'autres. Mais l'origine de la plupart de ces sillons est structurale et correspond à la présence de grandes failles. Nous pouvons donc retenir l'explication proposée par O. Holtedahl pour la Norvège et l'Ecosse [220] et étendue par son fils, H. Holtedahl, à bien d'autres régions du monde [219]. Le rôle de la tectonique est essentiel, même s'il n'a pas toujours été, comme l'imaginait Gregory pour les fjords de la côte ouest [184], un rôle direct. Un point d'interrogation subsiste néanmoins. Faut-il avec O. et H. Holtedahl, envisager des dislocations tertiaires marginales accompagnant des mouvements terrestres de surrection et des phénomènes concomitants de subsidence océanique, ou bien, comme l'ont fait Jivago et Lissitzine pour l'Antarctique oriental, des déplacements verticaux isostatiques résultant des variations de la charge des glaciers ? [Voir à ce sujet A. Guilcher, 194]. Diverses

LEGENDE

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

L E W I S

NORTH UIST

SOUTH HARRIS

HARRIS

BENBECULA

SOUTH UIST

BARRA

LITTLE MINCH

MERIDES HEBRIDES

SOUND OF HARRIS

SOUND OF BARRA

SOUND OF SHIANT

SOUND OF RAASAY

INNER SOUND

CUILLIN SOUND

SOUND OF SLEAT

SOUND OF ARISAIG

MINCH

SKYE

RAASAY

SCALPAY

RHUM

CANNA

EIGG

COL

TIREE

MULL

ARDNAMURCHAN

MORVERN

ROSS ET CR

INV

NORTH MINCH

Broad Bay

Loch Erisort

Loch Seaforth

Loch Snizort

Loch Bracadale

Loch Scavaig

Loch Sunart

Loch Linnhe

Loch Broom

Loch Ewe

Loch Maree

Loch Torridon

Loch Kishorn

Loch Carron

Loch Alsh

Loch Hourn

Loch Nevis

Loch Morar

Loch Sunart

Loch Shiel

Loch Sunart

Gairloch

Gruinard Bay

Ullapool

Enard Bay

Eddrachillis Bay

Assynt

Fannich

W.L. Roag

E. Loch Roag

W.L. Tarbert

E.L. Tarbert

L. Tuath

L. Seriadh

L. Eishort

L. Alsh

L. Monar

L. Mullardoch

L. Cluanie

R. Affric

R. Garry

R. Broom

Little Loch Broom

Fionn Loch

Dundonnell

Achnashellach

Strathcarron

Strathconon

Glen Shiel

Glen Garry

Glen Loyne

Glen Moriston

Glen Elchaig

Glen Affric

Glen Cannich

Glen Strathfarrar

Glen Orrin

Glen Carron

Glen Torridon

Glen Docherty

Glen Ling

Glen Dessary

Glen Pean

Glen Kingie

Glen Quoich

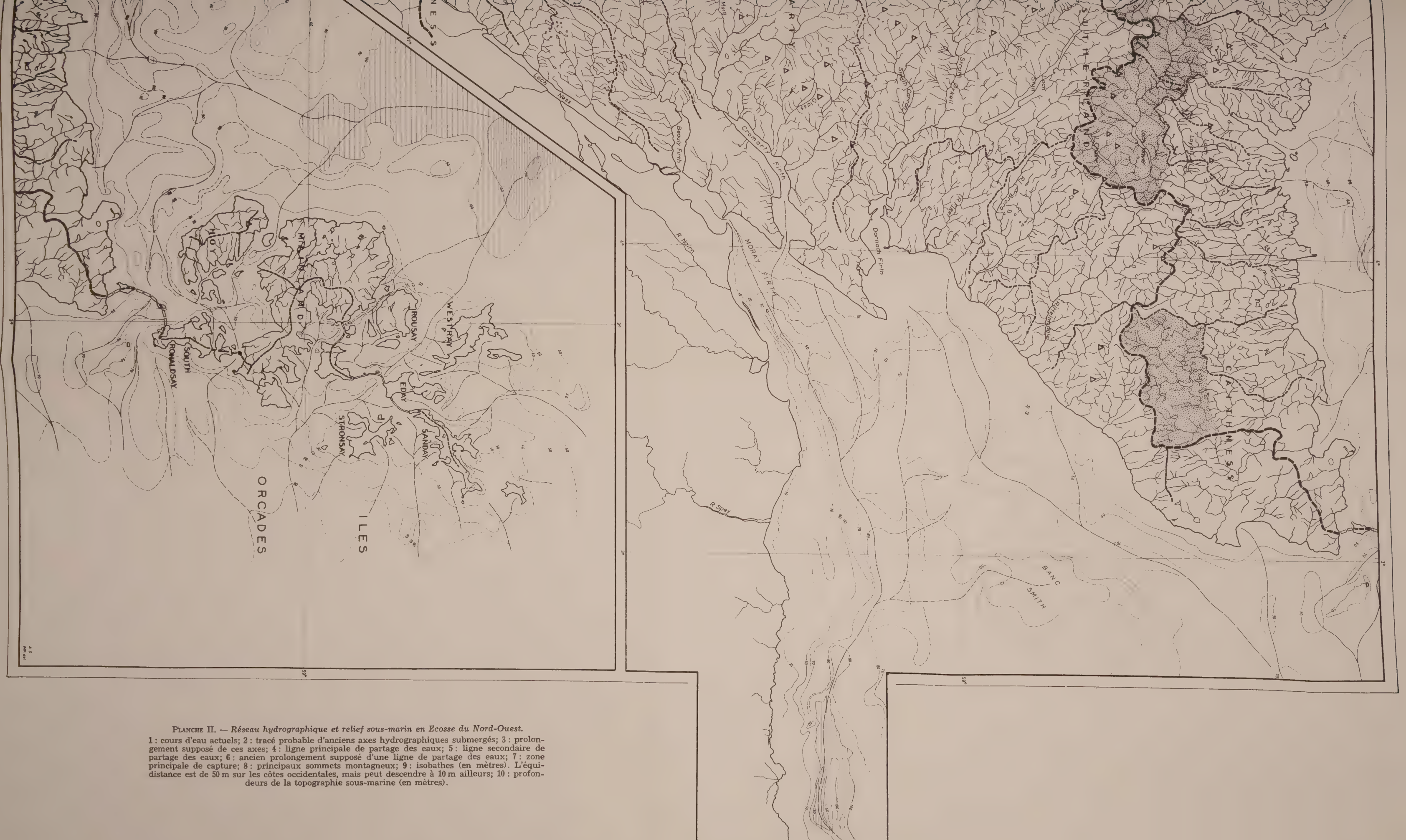


PLANCHE II. — *Réseau hydrographique et relief sous-marin en Ecosse du Nord-Ouest.*

1 : cours d'eau actuels; 2 : tracé probable d'anciens axes hydrographiques submergés; 3 : prolongement supposé de ces axes; 4 : ligne principale de partage des eaux; 5 : ligne secondaire de partage des eaux; 6 : ancien prolongement supposé d'une ligne de partage des eaux; 7 : zone principale de capture; 8 : principaux sommets montagneux; 9 : isobathes (en mètres). L'équidistance est de 50 m sur les côtes occidentales, mais peut descendre à 10 m ailleurs; 10 : profondeurs de la topographie sous-marine (en mètres).

raisons nous font pencher pour la première hypothèse : 1) l'histoire agitée de l'Ecosse occidentale au Tertiaire; 2) l'épaisseur relativement modérée de la glace au Quaternaire froid (comparativement à celle de la Scandinavie et *a fortiori* à celle de l'Antartctique); 3) la localisation de certaines dépressions le long de terres qui n'ont connu qu'une surcharge modérée au Quaternaire : les Hébrides externes par exemple. Pourtant, ainsi qu'il le sera montré plus loin, il n'est pas possible d'exclure le rejeu au Quaternaire de quelques failles des Hébrides internes, notamment dans le Sud de Raasay.

3. — LES PRINCIPES DU DÉCOUPAGE RÉGIONAL

Toute division régionale implique nécessairement, par le choix de ses limites, une part d'arbitraire. En géomorphologie, il est commode d'utiliser deux modes de clivages : l'un structural a pour base le matériel, l'autre qui dépend du climat concerne l'érosion dans ses modalités et son intensité. En fait, la notion d'échelle conditionne tout découpage. S'il est primordial de faire reposer les plus grandes divisions sur des caractères topographiques : altitude des reliefs, importance de la dissection, valeur des pentes, etc., il est non moins essentiel d'utiliser par la suite les facteurs structuraux qui déterminent l'originalité des formes individuelles et éclairent les problèmes de leurs origines.

a. Le contraste fondamental entre l'Ouest et l'Est

Les Highlands d'Ecosse ont été profondément marquées dans les grands traits de leur morphologie par la dissymétrie morpho-structurale Ouest-Est à laquelle il a déjà été fait allusion à plusieurs reprises.

C'est sans conteste le contraste qui apparaît primordial, et D. L. Linton a raison d'insister sur une telle opposition qu'il considère à juste titre comme plus fondamentale que les divisions structurales retenues habituellement par les géologues [281]. Linton, il est vrai, se place surtout sous l'angle de la morphologie climatique en analysant essentiellement les contrastes dus aux épisodes froids du Quaternaire, mais il ne néglige pas pour autant les différences considérables dans l'état d'avancement des travaux de l'érosion à l'époque préglaciaire. Les cours d'eau de l'Ouest avantagés à la fois par des précipitations beaucoup plus fortes et par des pentes de valeur plus élevée, avaient, à superficie égale de bassin, une compétence bien supérieure à celle des organismes tributaires de la Mer du Nord. Aussi, les reliefs de l'Ouest atteignent-ils rapidement un stade de dissection nettement plus avancé que ceux de l'Est qui restent massifs. Mais Linton ne cache pas que pour lui les oppositions climatiques restent l'essentiel et que le contraste de paysages entre les deux côtés de l'Ecosse vient avant tout de ce que l'Ouest a été profondément modifié par la glace alors que l'Est s'en est tiré à peu près sans dommage. Ce point de vue mérite discussion. Sans vouloir nier les énormes répercussions climatiques qu'a eues la dissymétrie Ouest-Est, il ne faut tout de même pas oublier que l'origine en est structurale et qu'elle remonte au Tertiaire (peut-être même s'esquisse-t-elle dès la fin du Secondaire). Aussi serait-il assez imprudent, sous prétexte que la trace de la glace est partout présente ou presque, de s'imaginer que le dernier en date des épisodes géologiques a été le plus important, même si l'on se limite aux régions occidentales.

Quoiqu'il en soit, quand on considère le relief de l'Ecosse du Nord-Ouest à l'échelle la plus large, en y comprenant par conséquent le relief sous-marin, on se doit de constater que les altitudes les plus fortes mais aussi les fosses les plus profondes, les pentes les plus raides se rencontrent à l'Ouest. Autrement dit aux dénivellations accusées de l'Ouest s'opposent les formes plus régulières et souvent plus massives de l'Est.

Ces contrastes systématiques sont surtout valables pour le Mainland, ses bordures marines, et les Hébrides internes, au Nord de la latitude d'Inverness. Au Sud de ce parallèle, la dissymétrie se reporte sur toute la largeur de l'Ecosse. Quant aux Hébrides externes, elles rentrent mal dans ce diptyque car elles participent à la fois aux paysages des régions occidentales et orientales par leurs caractères morphologiques.

b. Les oppositions entre le Nord et le Sud

Dans les traits majeurs du relief, il faut tenir compte d'un autre contraste presqu'aussi important que le précédent : celui qui oppose le Nord et le Sud.

Sans doute en raison de son caractère transversal, il est passé à peu près inaperçu jusqu'ici. Pourtant, que de différences entre les bas plateaux monotones du Nord où surgissent de temps en temps des buttes et des montagnes isolées et les ensembles montagneux du Sud traversés par de profondes vallées. Dans les régions septentrionales, le volume occupé par les formes en saillie est bien faible par rapport à l'ensemble alors qu'au Sud le volume des vallées est loin de l'emporter de façon décisive partout.

On peut d'autant moins ignorer une telle opposition que, contrairement à la dissymétrie Ouest-Est, elle s'appuie sur une limite tranchée que l'on suit fort bien à travers le Mainland vers 57°50′ de latitude nord, du Dornoch Firth au Loch Broom, et que l'on retrouve dans les Hébrides externes à North Harris et dans le Sud de Lewis. Partout, c'est le même contact brutal entre les deux types de paysages. A l'Est d'Ullapool, par exemple, où les relations morphologiques sont particulièrement claires, un contact saisissant se lit du haut du B. Eilideach : aux montagnes massives de Seana Braigh et de Freewater Forest qui dépassent 850 m succèdent busquement vers le Nord dans le même matériel de gneiss moinien, des plateaux assez réguliers d'altitude médiocre (de l'ordre de 450 m au maximum). Le contact s'effectue par une série d'éperons alignés qui ont tous un air de famille (Meal Dubh, Meall nam Bradhan, Glùn Liath). Ils représentent de toute évidence les vestiges d'un ancien escarpement naguère continu mais maintenant disséqué par de profondes têtes de vallées transformées en cirques ou chapelets de cirques par la glaciation qui a trouvé là des conditions très favorables d'exposition nord. Plus à l'Est, dans la région du Càrn Bhren, la démonstration est peut-être moins convaincante car le matériel n'est pas le même de part et d'autre de la limite, mais l'escarpement est mieux conservé. D'allure rectiligne et orienté W-E, il est même souligné par la présence d'un ruisseau, l'Allt à Ghlinne. Entre le plateau très régulier et subhorizontal du Càrn Mòr en bordure du Strath Carron et les lourdes croupes qui supportent le Càrn Bhren, la dénivellation est de l'ordre de 230 m. Elle est rachetée sur un kilomètre par cet abrupt, bien visible depuis le Meall nan Eun.

Dans les Hébrides externes, la limite qui se situe d'ailleurs à une latitude un peu plus élevée (58°) est peut-être plus fuyante car plus abimée. Elle ne s'accompagne plus d'un escarpement aussi facile à suivre que dans le Mainland. Pourtant elle a servi par endroits à opposer Harris et Lewis. On peut approximativement la jalonner d'Ouest en Est par l'île de Scarp (?), le Loch Resort, la partie méridionale du Loch Langavat et enfin la tête du Loch Seaforth. Le contraste est d'autant plus accusé qu'aux montagnes font suite ici des étendues déprimées où le dédale des lacs et des collines s'étend à perte de vue.

Cette organisation transversale des paysages n'est pas valable pour la totalité des Hébrides externes, puisqu'à partir de South Uist se retrouvent des bas plateaux accidentés par quelques collines ou montagnes raides mais séparées les unes des autres. Par contre, elle se justifie pleinement pour le relief de la plate-forme continentale. Le tracé des côtes en dépend : ainsi s'explique l'élargissement brusque du Mainland à la latitude de Greenstone Point et de Tarbat Ness suivant une ligne qui coïncide précisément avec la limite définie plus haut. Or les deux accidents sous-marins d'orientation W-E repérés dans la partie sud du Moray Firth — un escarpement rectiligne au Nord de la côte d'Elgin et une profonde dépression au large de l'Aberdeenshire —, sont justement dans le prolongement de cette limite. En outre, il est un autre fait important à signaler et qui ne peut être dû au hasard. A l'Ouest, dans le Minch et la mer des Hébrides, les grandes dénivellations et les profonds sillons ne commencent qu'au Sud du 58e parallèle. Au Nord, et en bordure de la côte septentrionale d'Ecosse, la plate-forme continentale est beaucoup plus monotone et régulière. Il y a donc tout lieu de penser que l'opposition déjà notée dans les paysages continentaux se retrouve dans la morphologie sous-marine. Il est clair qu'au Sud du 58e parallèle le relief est plus vigoureux grâce à la présence de montagnes et de plateaux élevés disséqués par des vallées profondes qui se prolongent sous forme de sillons sous-marins étroits mais déprimés.

Quelle peut donc être la signification de ce contraste entre les deux types de paysages du Nord et du Sud et que représente plus spécialement la brusque dénivellation qui leur sert de limite naturelle ? A première vue, il semble que nous soyons en présence du contact de deux surfaces d'érosion étendues d'âge différent. Effectivement, nous verrons plus loin que l'extension des niveaux d'aplanissement est parfois calquée sur cette limite morphologique. Dans les trois exemples décrits plus haut, c'est le cas. Mais il s'agit d'une adaptation d'ordre *local* et qui ne peut rendre compte de toutes les particularités rencontrées. L'explication n'est pas pleinement satisfaisante pour les raisons suivantes :

— suivant les lieux, les surfaces d'aplanissement qui rentrent en contact ne sont pas les mêmes et le commandement de l'escarpement peut varier d'un point à l'autre;

— la nature même de l'accident topographique rigide et en gros rectiligne sur de longues distances ne correspond pas à l'image sinueuse et festonnée que l'on attendrait aux lieux de rencontre de deux surfaces voisines. En effet, l'érosion régressive qui a ouvert la voie aux entailles des cirques n'a pas suffisamment mordu sur l'escarpement pour en rendre la bordure originelle méconnaissable;

— la limite morphologique où s'effectue le changement de paysage coïncide trop bien avec des traits structuraux de premier ordre pour qu'on puisse y voir l'effet du hasard. Dans les Hébrides externes, c'est une grande faille d'orientation W-E qui jalonne le contact.

Dans le Minch, tout se passe comme si les rejeux récents les plus considérables de la tectonique s'étaient limités aux régions méridionales, puisque les profonds sillons sous-marins qui correspondent à des failles disparaissent au Nord du 58e parallèle. Or il se trouve que précisément les manifestations volcaniques tertiaires n'ont pas dépassé cette latitude en Ecosse. Vers l'Est, les témoignages géologiques sont moins précis, mais il est clair que les grands accidents d'orientation W-E signalés dans la partie méridionale de la baie de Moray ne peuvent être étrangers au découpage du gros bloc de l'Ecosse du Nord-Est.

Il est donc raisonnable de penser que l'Ecosse septentrionale est traversée d'Ouest en Est par une grande aire de déformation qui a joué le rôle de charnière tectonique séparant des régions animées d'un mouvement vertical de sens différent. Dans l'ensemble, le Sud a subi un exhaussement qui explique les formes de rajeunissement et de dissection. Le Nord est demeuré relativement déprimé. Mais à l'intérieur de ces grands compartiments ont eu lieu des mouvements différentiels et des jeux de compensation dont il est prématuré d'analyser le détail. Une telle répartition des masses a conditionné la mise en place du réseau hydrographique et plus particulièrement la localisation de la grande ligne transversale de partage des eaux dont nous avons vu l'importance. Par la suite, l'extension des niveaux d'aplanissement les plus récents liés aux grandes artères hydrographiques a pu s'adapter au cadre existant.

c. Les grands traits de la division régionale

A la lumière de ce canevas d'ensemble qui comprend deux plans de clivage, l'un méridien et l'autre zonal, nous pouvons aborder le problème des divisions régionales. Le découpage devra être un compromis entre des exigences diverses, car en plus du schéma qui vient d'être défini, nous sommes obligés de tenir compte d'une double nécessité :

1) Il faut éviter de rompre l'unité de certains grands ensembles où les éléments de disparité régionale comptent moins que l'ordonnance générale. Les Hébrides externes forment un tout et seront étudiées comme tel. De même, la côte nord-ouest depuis le Cap Wrath jusqu'à la péninsule de Sleat pose des problèmes qui lui sont propres et qui méritent d'être traités à part.

2) A l'intérieur de vastes régions ayant une indéniable originalité morphologique, nous devons établir des subdivisions fondées sur la structure. Ainsi dans les montagnes et plateaux associés du Sud, il va de soi que la distinction entre reliefs de socle et reliefs volcaniques s'impose. Pourtant beaucoup de points communs existent entre ces deux types.

Au total, nous aboutissons à une division tripartite qui respecte la personnalité des pays bordiers de la Mer du Nord et distingue les paysages déprimés du Nord où subsistent des reliefs résiduels, de ceux plus compacts et plus accidentés du Sud. En introduisant des subdivisions structurales, nous pouvons séparer au Nord les bordures du Minch et les Hébrides externes dans leur ensemble, des régions de l'intérieur du Mainland; au Sud les districts volcaniques tertiaires, des vallées, montagnes et plateaux taillés dans le socle. Quant à la bordure de la Mer du Nord, elle peut se subdiviser en deux, car le Caithness et les Orcades constitués essentiellement de Vieux-Grès-Rouge n'ont pas la même variété que les régions plus méridionales qui bordent le Moray Firth et le Grand Glen.

DEUXIÈME PARTIE

LES TYPES MORPHOLOGIQUES RÉGIONAUX

CHAPITRE IV

LES RELIEFS RÉSIDUELS DU NORD ET DU NORD-OUEST : LA RÉGION COTIÈRE DU NORD-OUEST

Depuis l'Est du Sutherland jusqu'au Sud des Hébrides externes (South Uist), la frange nord-occidentale de l'Ecosse est occupée par des paysages d'une profonde originalité. Quelle que soit la lithologie, on retrouve à peu près partout la même combinaison de formes qui comprend des bas plateaux rocheux voilés ou non de tourbe et surmontés par des buttes, montagnes ou groupes montagneux aux flancs raides se dressant brusquement de façon insolite sur les horizons calmes. Partout c'est le même contact brutal entre les surfaces qui tronquent de vieilles structures et l'étrange cortège de reliefs aux silhouettes agressives. Peu de nuances et de transitions dans ce paysage, si l'on en juge par l'angle bien marqué qui sépare les versants escarpés des pentes douces qui sont au pied.

Abstraction faite, pour le moment, des différences d'origine structurale, nous avons donc un ensemble associant à des vestiges bien conservés d'aplanissements, des inselbergs et des inselgebirges (Pl. III, IV, V, et VI).

En bordure du Minch, la proximité immédiate du niveau de base a permis la dissection du soubassement rocheux et parfois la mise en valeur par érosion différentielle des variétés lithologiques appartenant aux complexes pétrographiques les plus vieux de Grande-Bretagne et d'Europe (Lewisien et Torridonien en particulier). Cours d'eau, et, au Quaternaire, glaciers ont travaillé dans des conditions favorables en raison de la dissymétrie structurale acquise au Tertiaire qui exagérait les avantages données à l'exposition Ouest par ses fortes précipitations. Le relief est donc buriné et la roche apparaît partout donnant au paysage un aspect parfois lunaire.

Vers l'intérieur, la morphologie garde un caractère plus figé. Les bas plateaux plus étendus sont aussi plus monotones et sont souvent recouverts d'un épais manteau tourbeux. La dissection est moins avancée et l'érosion différentielle trouve des conditions moins favorables dans un matériel plus homogène au total, bien que plus récent.

Les bordures du Minch ont entre elles beaucoup de points communs et de part et d'autre de ce bras de mer les formes de relief continental et littoral taillées dans le même gneiss lewisien présentent d'étroites analogies. Néanmoins par certains aspects les Hébrides externes s'opposent à la région côtière qui leur fait face. Non seulement aux Hébrides, le relief est beaucoup plus démantelé avec quelques vestiges rares et isolés, mais l'érosion y a travaillé à un niveau inférieur dans le socle en mettant à jour des structures plus profondes, peut-être moins variées mais en tout cas différentes. Les éléments de couverture ont presque tous disparu et les reconstitutions s'en trouvent génées.

La présence de grands charriages en bordure de la côte nord-ouest a peut-être masqué par recouvrement des dispositifs qui restent visibles aux Hébrides, mais en revanche, elle introduit une plus grande variété dans les combinaisons morphologiques. Ajoutons que sur la bordure ouest du Mainland, la glace a travaillé dans des conditions d'efficacité à peu près inconnues aux Hébrides.

Nous pouvons donc sans inconvénient majeur séparer dans notre étude les Hébrides externes, la région côtière du Nord-Ouest et l'intérieur. Comme la bordure occidentale du Mainland est la plus accessible et la

mieux connue (dès 1907, elle faisait l'objet d'un gros mémoire, œuvre collective des géologues, qui reste un livre de référence fondamental [Peach, Horne, 332]), il y a intérêt à commencer par elle.

Nous avons vu plus haut (1re partie, chapitre III) qu'à la latitude du Loch Broom, le paysage changeait assez brusquement d'aspect. Cette coupure naturelle est à retenir ici, car au Sud du parallèle d'Ullapool, les formes sont effectivement beaucoup moins caractéristiques de la morphologie nord-occidentale. Par souci de simplification et pour éviter de dissocier l'unité structurale de la région côtière, nous avons maintenu l'étude de l'ensemble dans ce chapitre, mais il est clair que la partie méridionale, du Loch Broom au Loch Alsh surtout, serait mieux à sa place dans l'analyse régionale des régions montagneuses du Sud-Ouest de notre secteur.

1. — DE LA CÔTE NORD AU LOCH BROOM

Dans cette grande bande côtière allongée du NNE au SSW et qu'il est commode de limiter à l'Est — au moins approximativement — par les plateaux de gneiss moinien immédiatement en arrière du charriage de Moine, le socle lewisien tient une grande place. Lardé d'intrusions variées, et formé de bancs inclinés vers le Sud-Ouest, il domine presque partout sauf dans le Coigach et les environs du Loch Broom. Rappelons en effet qu'à l'exception de ces deux dernières régions, le Nord est resté marginal par rapport aux zones de sédimentation du Torridonien. Aussi jusqu'au Loch Glencoul, le Cambrien repose-t-il directement sur le socle lewisien sans intercalation de Torridonien.

Quatre combinaisons morphologiques différentes sont à distinguer *(Pl. IV)*.

a. Du cap Wrath au Loch Eriboll, un relief de blocs basculés

Cette grande presqu'île massive, de forme géométrique grossièrement carrée, est dominée par un système de failles orthogonales Nord-Est-Sud-Ouest et Nord-Ouest-Sud-Est. Toute la morphologie dépend directement ou indirectement de ces failles qui hachent un matériel rigide constitué essentiellement de gneis lewisien recouvert à l'Ouest par une couverture peu épaisse et discontinue de grès et conglomérats d'Applecross et à l'Est par les quartzites cambriens.

Schématiquement, l'architecture de la région se compose de deux grands blocs inégaux basculés en sens inverse et séparés par le graben à fond calcaire du Kyle of Durness *(fig. 33)*. Le bloc de l'Ouest le plus étendu est un rectangle limité de trois côtés par des failles. Celle du Sud-Ouest détermine le bord raide tout à fait rectiligne du Loch Inchard. Celle de l'Est se suit en bordure de la vallée de la riv. Dionard, et forme en rencontrant celle du Nord un « coin » au B. an Amair, qui explique le coude brusque du Kyle of Durness. L'inclinaison vers le Sud-Ouest reste modérée si l'on en juge d'après les altitudes du socle, mais elle est suffisante pour avoir permis le dégagement de la couverture torridonienne au Nord-Est. Le bloc de l'Est est beaucoup plus schématique. Il correspond bien à un demi-horst basculé vers le Loch Eriboll et limité vers l'Ouest par deux grandes failles parallèles. L'inclinaison se fait cette fois vers le Nord-Est puisque le Ceann Garbh, au Sud du Strath Dionard, où le gneiss lewisien autochtone monte jusqu'à 900 m (altitude maximale atteinte par le Lewisien en Ecosse), le faîte du bloc s'abaisse lentement et régulièrement pour atteindre seulement 370 m à 18 km de là au NNE, au B. Ceannabeinne. Il est vrai qu'une fracture transversale orientée Nord-Ouest - Sud-Est et suivie par le Strath Dionard rectiligne rompt la continuité du demi-horst mais elle elle ne semble pas avoir de rejet vertical très important.

Le grand bloc occidental.

Le grand bloc occidental qui correspond en gros à la région appelée *Parph,* est lui-même divisé en une mosaïque de compartiments faillés qui ont permis la conservation des grès et conglomérats torridoniens *(fig.°29)*. Ces restes de couverture ancienne dominent généralement les gneiss par des pentes convexes et lourdes mais leur résistance jointe à une tectonique chahutée n'a guère été un élément favorable au dégagement de la surface de discordance sur laquelle ils reposent. La surface infratorridonienne n'apparaît ici que sous forme d'éléments inclinés et d'étendue fort restreinte. Son rôle dans la morphologie actuelle est bien modeste si on le compare à celui qui est joué par des aplanissements récents pourtant discontinus *(fig. 29)*. On lit bien le contact incliné entre les deux roches sur le flanc est du Fashven par exemple, mais il ne se traduit pas dans la topographie. Le plus souvent les vestiges se suivent sur quelques centaines de mètres et sont en fait *dérivés* d'une topographie prétorridonienne encore bien accidentée. Les nombreuses failles ajoutent à la confusion.

Une si timide exhumation s'explique par la résistance de la roche. Le conglomérat qui est à la base est souvent aussi dur que le socle sous-jacent et il est impossible d'en détacher des galets si ceux-ci n'ont pas été

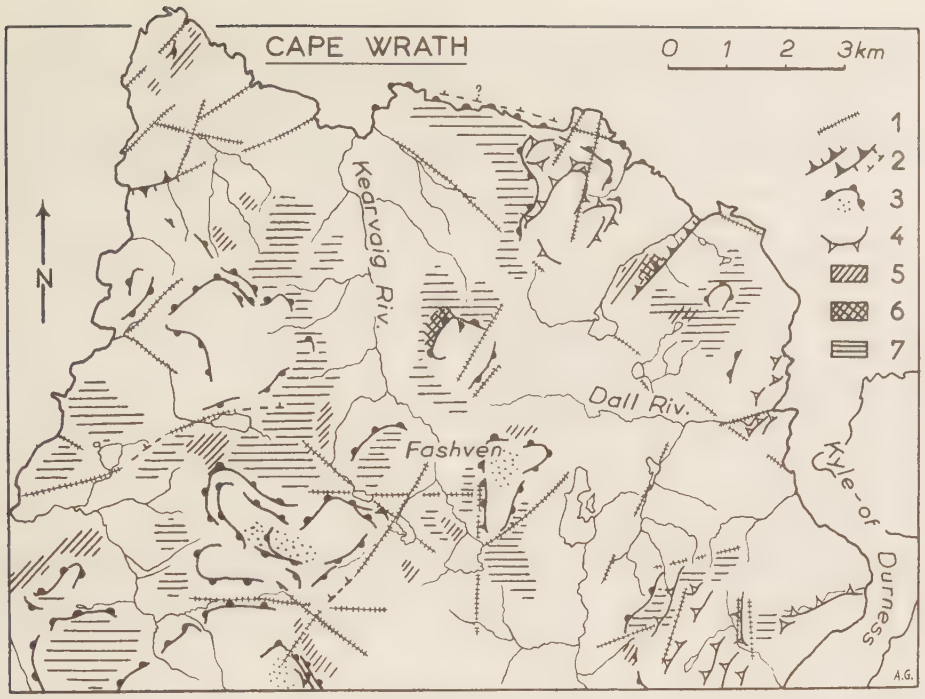


FIG. 29. — *La péninsule au SE du Cap Wrath (Parph)*

1 : Creux de fracture ou de faille (avec ou sans dyke); 2 : escarpement de faille ou de ligne de faille; le second est inversé; la faille est douteuse pour le trosième; 3 : abrupt de Torridonien et vestige perché de surface intermédiaire; 4 : escarpement de quartzite; 5 : surface prétorridonienne peu inclinée; 6 : surface prétorridonienne très inclinée; 7 : restes d'un replat d'érosion.

libérés préalablement par la désagrégation locale du ciment. Plusieurs indices montrent que nous avons affaire à une formation continentale. Dans un lot de galets de gneiss prélevé à la base du conglomérat, à 1,3 km au SW du B. an Duibhe, la médiane de l'indice d'émoussé $\left(\frac{L+l}{2e}\right)$ n'atteint que 220 : valeur trop faible pour un

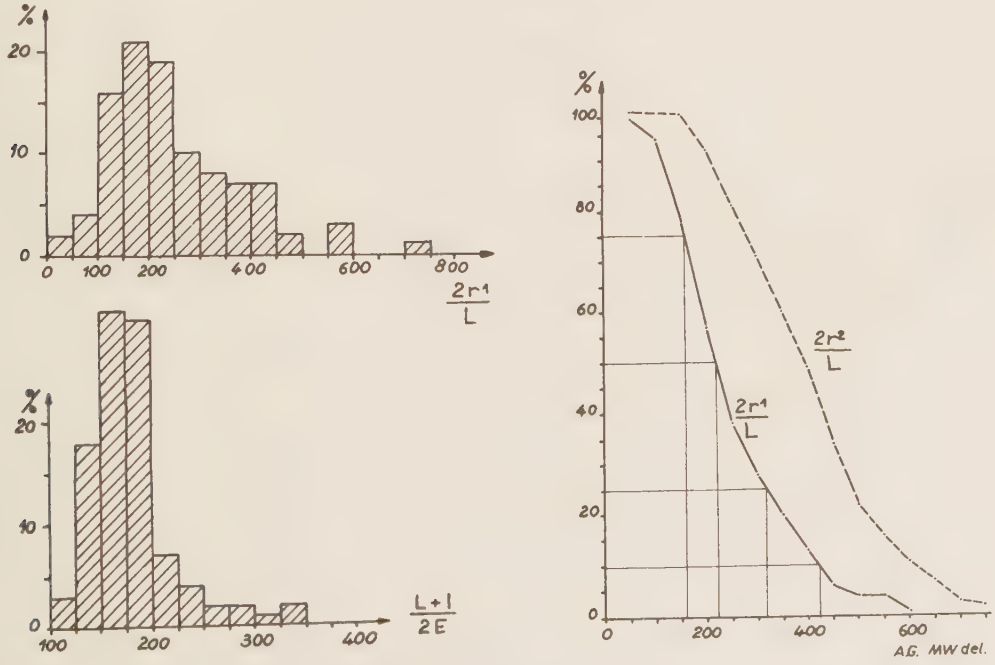


FIG. 30 — *Conglomérat de base du Torridonien. Presqu'île du Cap Wrath.*
Emoussés et aplatissements des galets de gneiss (30-50 mm).

dépôt marin tant soit peu exposé, trop forte pour une accumulation glaciaire *(fig. 30)*. L'aplanissement médiocre ne fait que confirmer le diagnostic. Ces galets de taille variable mais assez modérée ici (30-40 mm) reflètent des conditions de transport torrentiel accompagné d'une forte turbulence qui s'accorde bien avec le caractère irrégulier du socle. Malgré une disposition pêle-mêle des galets, leur classement n'est pas toujours mauvais, comme en témoigne l'histogramme des tailles des cailloux libérés du conglomérat à Farrmheal *(fig. 31)*.

Fig. 31. — *Conglomérat de base du Torridonien à Farrmheal :*
histogramme des longueurs des galets supérieurs à 10 mm; (grâce à la désagrégation du conglomérat, les longueurs réelles des galets libérés ont pu être prises en considération).

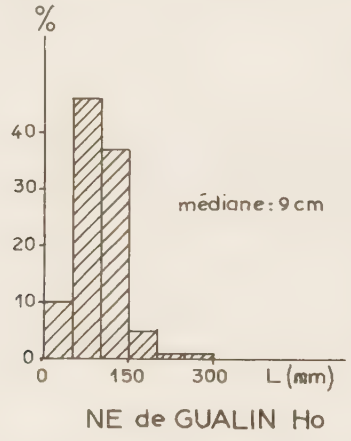


Fig. 32. — *Moraine à 500 m de Gualin House.*
Taille des éléments gréseux de base.

Le Torridonien s'est montré pendant le Quaternaire froid plus sensible à l'action de la cryoclastie que le gneiss. Le versant nord-ouest de la vallée de Sheigra offre de ce fait une démonstration très claire : sur les roches polies claires de Lewisien ne s'observent que des erratiques sombres de grès. Vu la direction E-W ou SE-NW suivie par la glace dans la région, ces grosses dalles ou parallélépipèdes de grès doivent avoir une provenance locale. A 500 m au NE de Gualin House, une coupe dans la moraine d'origine locale souligne le contraste entre les quelques gros blocs émoussés de gneiss et les multiples cailloux anguleux de grès aux dimensions peu élevées *(fig. 32)* et aux formes irrégulières mais souvent limitées par des faces planes (diaclases). On peut donc logiquement penser que la période a été favorable à un début de dégagement de la topographie prétorridonienne. Ainsi pourraient s'expliquer les petites « banquettes » d'inclinaison variable visibles çà et là. Mais rien n'est moins sûr, car dans ces conditions, le grès aurait dû donner naissance à de beaux escarpements et ces derniers sont très rares en fait. Dans tout le Parph, H. R. Thompson ne reconnaît que deux cirques, et encore l'un d'eux est embryonnaire et douteux [430]. L'altitude est trop faible pour avoir permis le développement de formes typiques. Il n'y a guère que le versant nord-est du Creag Riabach à avoir un raidissement très caractéristique. De profil, depuis le Ghlas Bleinn à l'Est, il est bien visible et atteint 60°. Or il se trouve que précisément au pied du Creag Riabach s'observe un dégagement local d'une topographie dérivée directement de la surface prétorridonienne inclinée. Celle-ci se prolongeait même peut-être jusqu'au Cnoc na Glaic Tarsuinn.

L'érosion marine, elle aussi, a travaillé surtout aux dépens du grès torridonien. A Sheigra, par exemple où gneiss et grès sont côte à côte, on voit clairement qu'aux belles falaises fonctionnelles de Torridonien s'opposent les versants de Lewisien à peine modifiés depuis le polissage glaciaire. Aussi la côte relativement basse du

gneiss est-elle en saillie par rapport aux secteurs de grès pourtant plus élevés. Ainsi peut s'expliquer, en remontant à un passé plus lointain, le dégagement de la ligne de faille à l'Est du Cap Wrath, par disparition du grès.

Si les surfaces anciennes comptent peu dans le paysage actuel, les niveaux d'aplanissement récents sont plus développés. Mais la complication tectonique et l'hétérogénéité lithologique qui en découle n'ont pas été des facteurs permettant une grande extension. Le plus bel aplanissement accompagne les principaux axes hydrographiques. Il se développe largement dans les grès au Sud du Strath Shinary, et entaille les gnciss dans les bassins de la rivière Dall et de la rivière Grudy. Les formes sont très régulières et les altitudes comprises entre 100 et 120 m. Ce niveau, dont nous aurons à reparler souvent, se retrouve dans toute l'Ecosse du Nord en bordure des côtes et le long des principaux cours d'eau. Il peut recevoir le nom de « niveau inférieur » pour le moment. Le sommet de certaines buttes gréseuses est tronqué par un autre aplanissement plus ancien, dont il ne subsiste que des vestiges restreints et perchés à des altitudes de 430-450 m. Ainsi la partie supérieure subhorizontale du Creag Riabach, où les bancs de grès sont biseautés sous un angle faible, peut servir d'exemple. Il s'agit de la « surface intermédiaire » bien représentée dans le reste de l'Ecosse du Nord, surtout à l'Est.

Enfin, entre ces deux niveaux, existe fréquemment un replat non structural qui sans être particulier à la région, est spécialement net dans les environs jusqu'au Loch Hope. Son altitude est ici de l'ordre de 270 m environ. Au Sud du Cnoc a' Ghiubhais, ce replat tronque le grès; au pied du Fashven au Sud, et séparé de lui par un angle marqué, il mord sur le Lewisien; au B. Akie, il nivelle à la fois les conglomérats et les quartzites. On le retrouve à l'Ouest du Lochan Gainmhich et au pied du Ceann Garbh. Nous verrons plus loin que cet aplanissement a une grande extension en Ecosse septentrionale et qu'il revêt dans l'évolution morphologique une importance toute particulière. Nous l'appellerons, faute de mieux, « surface écossaise ».

Le demi-horst de Laid.

Le demi-horst de Laid qui se situe entre le Loch Eriboll et le Kyle of Durness est frappant par la netteté de ses formes structurales. Il est rare d'observer un véritable bloc-diagramme aussi schématique sur le terrain *(fig. 33)*. Le gneiss lewisien surmonté directement par un placage de quartzites cambriens a été basculé en bloc vers le Sud-Est. Aussi le versant rectiligne du Loch Eriboll correspond-il à un plan structural incliné suivant une valeur analogue à celle du pendage des bancs de quartzite tandis que l'autre versant plus raide s'aligne sur une grande faile. Le long plan incliné très régulier qui prolonge le Cranstackie vers le SSE peut servir d'illustration magnifique à ce type de relief simple. Il est constitué par une carapace de quartzite « pipe-rock » qui a conservé toute sa fraîcheur.

Pourtant à y regarder d'un peu plus près, les choses ne sont pas aussi simples. Tout d'abord, l'inclinaison des bancs de quartzite vers le Sud-Est est un phénomène qui n'est pas spécial à la région; on le retrouve dans toute la bordure du Nord-Ouest écossais et la valeur du pendage qui est comprise ici entre 8 et 11° n'a rien d'exceptionnel. Autrement dit, il n'est pas indispensable de faire appel à de puissantes failles pour comprendre un tel pendage, non que l'inclinaison puisse être originelle puisque les couches cambriennes sont probablement marines, mais parce qu'un basculement d'ensemble postcambrien quoique sans doute antérieur au développement des charriages (v. plus haut) est intervenu. Ce qui est remarquable ici c'est d'une part l'absence d'intercalation de Torridonien entre le gneiss et les quartzites, d'autre part la position relativement en retrait des charriages qui laissent à nu les couches quartzitiques. Ainsi s'explique la netteté et la rigidité des formes. Une tendance positive persistante a permis d'abord le dégagement du Torridonien et la dénudation du socle avant le Cambrien, puis le décapage des gneiss moiniens et autres terrains charriés qui ne subsistent que plus à l'Ouest au droit du graben de Durness, dans la péninsule d'An Fharaid. Les quartzites très durs ont résisté, et ainsi a été exhumé le long plan incliné structural qui a servi, comme on peut le voir au Cranstackie, de surface de discordance mécanique pour les charriages post-cambriens.

Dans le détail, les quartzites sont restés étroitement solidaires d'un socle dont ils n'étaient séparés par aucune couche tendre. Aussi la surface infracambrienne n'est-elle dégagée que très localement et compte peu dans la morphologie actuelle. Le Lewisien apparaît sous forme d'une croupe arrondie au Nord-Est du Meall Meadonach. Mais on peut penser que la topographie du Meall an Fheadain et de la petite banquette qui se trouve au pied de l'escarpement quartzitique du Meall nan Cra, dérive directement de la surface infracambrienne, car les quartzites qui ont reculé en arc de cercle sont à proximité immédiate. Plus significatif encore est le B. Ceannabeinne qui, bien que formé de gneiss a un profil dissymétrique en prolongement exact avec les autres parties du bloc basculé chapeautées de quartzite. La faille qui le limite au Nord-Ouest se traduit par un vigoureux escarpement rectiligne à 40°, tandis que le versant sud-est est incliné à 8-10° dans l'ensemble. Les formes sont simplement un peu plus lourdes que celles des sommets recouverts par les quartzites de base et surtout le « pipe-rock » qui contribuent à accentuer la valeur de l'escarpement en lui donnant une allure concave (exemple : B. Spionnaidh).

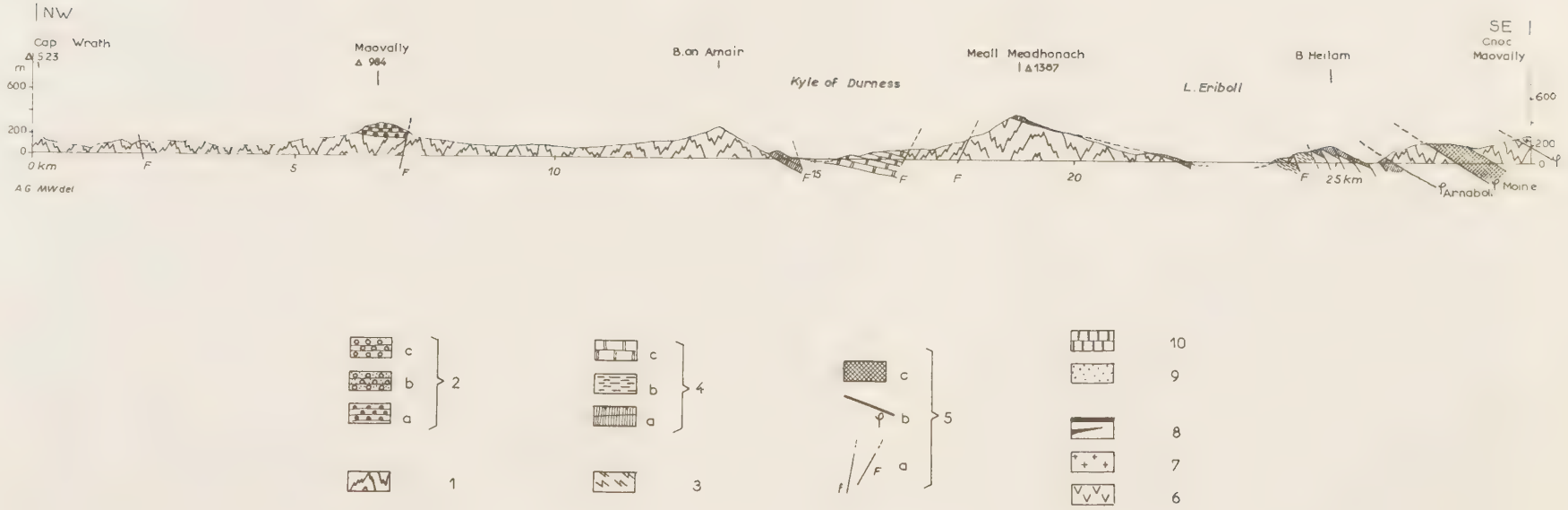


Fig. 33. — *Coupe du Cap Wrath au Cnoc Maovally.*

Légende commune aux coupes du chapitre IV. 1 : Gneiss lewisien (plissement conventionel); 2 :grès et conglomérats torridoniens, a : conglomérats de base; b : grès et conglomérats Diabaig; c : grès et conglomérats Applecross; 3 : gneiss moinien; 4 : Cambro-Ordovicien; a : quartzites; b : shales, grès et schistes du Cambrien moyen; c : calcaires et dolomies; 5 : accidents tectoniques; a : failles; b : plan de charriage; c : roches mylonitisées; 6 : intrusions basiques prétorridoniennes dans le socle lewisien; 7 : intrusions acides postcambriennes(granite, syénite etc.); 8 : feuilles intrusives acides; 9 : grès et conglomérats du Trias; 10 : sédiments du Lias et du Jurassique.

Il est certain que les quartzites malgré leur dureté ont été beaucoup plus sensibles à l'action du gel au Quaternaire que le Lewisien. En effet, ils sont traversés par de multiples diaclases et se disposent fréquemment en dalles. Aussi peut-on sur le « revers » du bloc basculé distinguer au premier coup d'œil les surfaces nues et polies de gneiss, des champs de dalles et de pierrailles qui jalonnent les affleurements de quartzites. Le sommet du Meall Meadonach n'est pas une ligne de faîte simple mais se décompose en une série de chicots rocheux de quelques mètres de hauteur.

La pente douce du bloc n'est qu'approximativement stucturale car vers le bas, le versant peut être légèrement plus déclive que le pendage du Cambrien, ce qui explique la disparition du « pipe-rock » à mi-versant alors que paradoxalement cette roche se retrouve plus haut. Ce nettoyage peut être mis sur le compte de la glace qui empruntait l'auge du Loch Eriboll. Par ailleurs, dans la partie supérieure du versant, la pente topographique est quelquefois plus faible que le pendage, car il subsiste quelques éléments d'un aplanissement qui mord sur les quartzites et le gneiss à une altitude variant de 230 à 280 m en allant du Nord-Est au Sud-Ouest.

Toujours est-il que sur ce versant doux substructural, les cours d'eau sont actuellement d'une merveilleuse inefficacité : ils glissent sur les gros bancs de quartzite blanc-rosé et se contentent de les débarasser de la tourbe et des quelques débris qui les recouvrent. Mais une fois ces bancs nettoyés, ils sont bien incapables de les attaquer. Ce n'est que plus bas dans le manteau mince de moraine locale constituée par des blocs anguleux de quartzite emballés dans une matrice de gravier grossier, qu'une petite dissection peut avoir lieu. L'Allt an Làgain a un lit démesurément large et une profondeur dérisoire qui sont très caractéristiques.

Le fossé du Kyle of Durness.

Le fossé empruté par le Kyle of Durness est né de la présence d'un « coin d'effondrement » qui a permis la conservation des calcaires et dolomies du Cambro-Orodovicien, sédiments qui furent plus tard exploités par érosion différentielle *(fig. 34)*. Grâce à une série de failles normales de type contraire, orientées Nord-Est - Sud-Ouest, les couches sédimentaires épaisses ici de près de 500 m rentrent en contact brutal avec le socle du côté sud-est. De l'autre côté, la faille de la Rivière Dionard se prolonge vers le Nord-Est mais la superposition finit par être normale dans la partie septentrionale. On pourrait penser que le grand escarpement qui limite le bassin

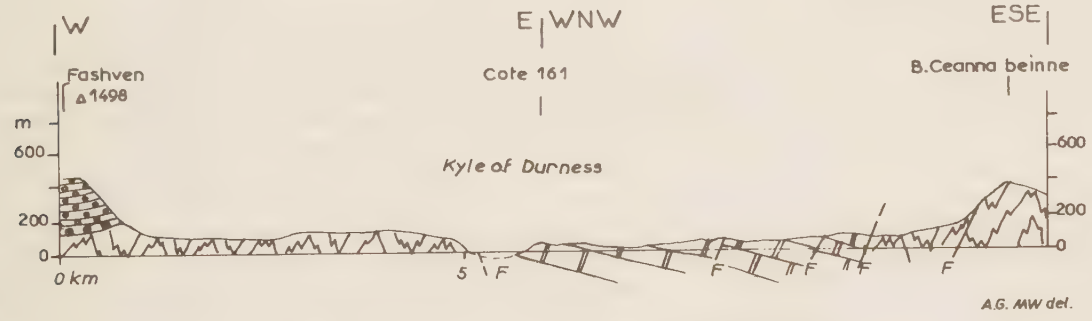


Fig. 34. — *Coupe à travers le fossé du Kyle of Durness.*

de Durness vers l'Est coïncide avec le contact socle-sédiments. En fait, il n'en est rien. Depuis le pied du Meall an Fheadain jusqu'à Sangobeg, le gneiss lewisien est nivelé à une altitude très voisine de celle du calcaire. L'escarpement de faille a donc reculé tout en gardant d'ailleurs son allure rectiligne. Ce niveau tronque à la butte de diffluence du Sithean Mor des roches variées du Cambrien moyen; en amont, au coude du Strath Dionard, il mord largement sur le gneiss en un replat magnifiquement conservé malgré le passage de la glace « au plus court ». En aval, il se raccorde insensiblement avec la topographie qui tronque les bancs de calcaire dolomitique inclinés et hachés de failles des environs de Durness, et se prolonge peut-être jusqu'au pédoncule de gneiss charrié qui relie An Fharaid à la terre. Aucun doute n'est possible, cet aplanissement n'est autre que la surface inférieure reconnue plus à l'Ouest, et son prolongement de l'autre côté du Kyle of Durness n'offre aucune difficulté. L'altitude qui est de 120 m en amont et s'abaisse à 50 m et même moins par endroits à proximité de la mer, est quelquefois légèrement plus basse dans le calcaire que dans le gneiss, mais cette dégradation suivant les influences lithologiques est peu poussée. Les deux formations voisines que sépare la faille nivelée se différencient surtout par leur aspect : la surface du gneiss où les chicots de pierrailles alternent avec des creux tourbeux s'oppose à la topographie plus unie et plus herbue du calcaire. Nous avons donc les vestiges bien conservés et assez étendus d'un aplanissement récent réalisé aux dépens de formations sédimentaires relativement tendres, mais qui a largement mordu sur les bordures du socle. Ainsi s'explique la position curieuse du lac Meadie creusé dans le gneiss à proximité du Cambrien. L'inadaptation de l'Allt Smoo entaillant le socle parallèlement au contact et à faible distance se comprend de la même manière.

Une aussi bonne conservation est moins surprenante qu'elle ne le paraît au premier abord car il n'y a pas eu ici de surcreusement glaciaire important faute d'une alimentation en glace suffisante dans un arrière-pays assez peu montagneux. La glace a simplement effectué un creusement modéré sur la bordure ouest du bassin, ce qui a eu pour effet de donner au Kyle of Durness une position marginale différente de l'ancien drainage axé sur Balnakeil Bay. La différence est frappante avec le Loch Eriboll voisin qui disposait à la fois d'une meilleure alimentation et d'une barrière du côté ouest canalisant ainsi le courant de glace vers le Nord (1).

Toujours est-il que des restes non équivoques de paléosols discontinus jalonnent la surface de ce bassin de Durness et apportent quelque lumière sur la genèse de l'aplanissement. Au sommet du régolite de calcaire brisé en plaquettes et en quelques débris anguleux, s'observe souvent un enduit argileux vivement coloré en rouge qui tache les doigts et teinte les fragments rocheux des fissures qu'il garnit. Ce ne peut être un sol actuel car il est surmonté par un autre sol très différent de couleur ocre-jaune ou brune qui est lui-même ancien puisqu'il a été affecté par des phénomènes périglaciaires caractéristiques. En effet, on peut noter, par endroits, une série de belles fentes en coin qui s'insinuent dans les débris calcaires jusqu'à 35 cm de profondeur et plus et qui sont remplies par du limon argileux brun-jaune. La présence de quartz finement divisé oblitérant les raies de l'argile n'a pas permis ici une analyse de la fraction argileuse du sol rouge aux rayons X, mais d'autres paléosols placés dans des conditions topographiques identiques et présentant des caractères similaires sur les mêmes roches-mères (district d'Assynt, bordure du Loch Kishorn), ont pu être analysés *(tableau VIII)*. Comme nous le verrons, ce sont très probablement des *terra rossa* à rapporter au Pliocène plutôt qu'à un interglaciaire fort chaud du Quaternaire [A. Godard, H. Paquet, G. Millot, 177]. On peut donc admettre comme hypothèse de travail que la « surface inférieure » qui accompagne les grandes artères hydrographiques et se développe au voisinage des côtes est un niveau d'érosion d'origine continentale et d'âge pliocène. La mise en creux du calcaire par rapport aux gneiss environnants est de toute façon antérieure à la période froide. Le travail du Quaternaire a une ampleur bien plus faible : il se mesure à la légère dégradation de la surface d'aplanissement sur les affleurements calcaro-dolomitiques qui a pour effet de développer par endroits une topographie à quelques mètres en contrebas du replat conservé tel que dans les gneiss.

Les formes karstiques sont néanmoins très fraîches et s'inscrivent certainement dans le cadre de la période froide du Quaternaire. Les phénomènes superficiels sont assez peu développés car les calcaires sont en grande partie couverts par des dépôts morainiques qui permettent d'ailleurs à la tourbe de s'installer sur ce karst couvert. Ce n'est qu'au voisinage de la côte, à l'Ouest de Balnakeil et à l'Est de Sangomore, que le cortège habituel des formes (vallées mortes, vallées aveugles et ponors, avens, dolines, lapiés, etc.) apparaît. Comme le remarque J. Corbel, par rapport à des régions d'Ecosse plus méridionales et mieux arrosées, l'évolution est ici assez peu poussée [105]. Une des combinaisons les plus caractéristiques de la région est faite de profondes gorges rectilignes à allure de calanque, envahies par la mer et se prologeant vers l'intérieur par une galerie qui permet à plusieurs avens de communiquer entre eux. Le chapelet de dolines peut remplacer l'alignement des avens. Great Smoo est le meilleur exemple, le plus grand et le plus connu. Il a été décrit en détail par Corbel qui y voit à juste titre un mélange d'érosion karstique et littorale : en effet si toute la partie interne est avant tout de façonnement continental (y compris la grotte : Smoo Cave), la partie externe a été réaménagée par la mer. A première vue, on serait tenté de prendre la « calanque » pour une forme assez banale d'exploitation de faille ou diaclase par la mer, autrement dit pour un « géo » analogue à ceux qui se rencontrent couramment dans les grès dévoniens du Caithness et des Orcades. En fait, les proportions ne sont pas les mêmes (la largeur plus grande et la hauteur relativement plus faible) et le tracé est moins rectiligne, plus irrégulier. D'ailleurs vers l'intérieur, il y a passage de plain-pied avec la grande grotte où débouche en cascade la Rivière Smoo qui s'est perdue quelques mètres plus haut. Il s'agit donc bien d'une ancienne galerie à plafond effondré. Corbel pense à un de ces grands tunnels qui conduisent dans les pays à tjäle les rivières souterraines jusqu'à la mer. C'est possible, mais il faut sans doute prendre également en considération les eaux très agressives de fonte des glaciers au débouché de la vallée de la rivière Dionard. La glace dont le passage direct vers le NNE est responsable de la formation de petits lacs allongés, aboutissait là.

Dans la partie de la gorge envahie par la mer, on constate du côté est, moins raide que l'autre, un beau trottoir taillé dans les bancs calcaires à une altitude légèrement supérieure à celle des hautes mers (+ 30 cm) et occupé parfois par les lichens oranges de la zone des embruns. Très régulier, et d'une largeur qui peut atteindre 5 m par endroits, ce trottoir se poursuit sur quelques dizaines de mètres. A 1 m plus haut environ, subsistent quelques vestiges d'une autre banquette sous forme de chicots fort abîmés. Sur une côte aussi abritée, on ne voit guère que la combinaison d'une active dissolution et d'une puissante gélivation (« pieds de glace » de Corbel) pour expliquer de telles particularités. Il est vrai que les véritables encoches sont rares dans le calcaire de la région : un exemple existe à l'Ouest de Balnakeil, au-dessus du niveau des hautes mers.

(1) Les alentours de Rispond sur la bordure ouest, dans le gneiss, montrent tous les signes d'un paysage intensément glacié avec de magnifiques exemples de roches moutonnées, bosses arrondies, lacs, etc.

D'autres preuves d'un changement du niveau marin se retrouvent ailleurs. Sans parler des nombreux lapiés marins qui peuvent être lavés assez haut par les embruns actuels, et des accumulations de gros galets bien roulés (jusqu'à plus de 4 m au-dessus du niveau des plus hautes mers) qui proviennent sans doute des tempêtes, on peut noter des restes indubitables de plages anciennes. La plus intéressante est probablement celle de Sangobeg. En arrière, deux grands ravins entaillés dans la roche en place (quartzites et gneiss) sont hors de proportion avec les ruisseaux qui les empruntent. Ils ne sont pas de formation actuelle, et débouchent dans la baie par un cône qui se raccorde progressivement à la plage ancienne. Celle-ci est visible en coupe dans le haut de la plage actuelle et présente la disposition suivante :

végétation
sable fin

1,80 m-2 m	gros galets bien roulés de la plage ancienne emballés dans du sable fin
80 cm	plate-forme d'abrasion taillée dans des quatzites brisés en menus fragments
40 cm	sable de plage actuelle
0	niveau des plus hautes mers

L'altitude de la plage ancienne est un peu exagérée ici, car elle correspond à celle d'un ancien cordon, mais on peut la mettre en relation avec les quelques vestiges d'anciens niveaux marins taillés dans la roche en place aux environs, avec des restes d'accumulations perchées çà et là, et peut-être même avec le trottoir supérieur de Smoo assez détérioré. Par ailleurs, nous observons ici un phénomène qui se retrouve en de multiples points des côtes nord-écossaises : le raccord de profonds ravins avec des plages anciennes. Il est clair que pendant la fin de la dernière période froide un efficace travail de dissection a eu lieu, mais il reste à préciser la chronologie. C. A. M. King et P. T. Wheeler qui viennent de publier un article sur les plages soulevées du Nord du Sutherland [252] rattachent le littoral ancien de Sangobeg Bay à la « 25-foot » beach, c'est-à-dire à un rivage post-glaciaire. Ils ont repéré une mince couche de tourbe sous le sable de la plage ancienne et y voient une manifestation de la régression marine qui, selon plusieurs auteurs (notamment J. J. Donner [128]) a précédé au Boréal l'élaboration du rivage soulevé, dit de « 25 pieds ». Si cette reconstitution s'avérait exacte, on serait tenté de mettre en rapport le creusement des ravins avec cet épisode d'abaissement du niveau marin, du moins avec sa phase initiale la plus froide avant que l'adoucissement du climat n'ait permis l'implantation de la tourbe.

L'abondance des débris sableux provenant par l'intermédiaire des moraines, de la désagrégation des gneiss et surtout des grès, a provoqué, comme dans les autres estuaires de la côte nord, un ensablement du Kyle of Durness et de Balnakeil Bay et par voie de conséquence l'édification de dunes qui masquent partiellement le socle régulier de la péninsule d'An Fharaid du côté ouest. Actuellement certaines dunes caoudeyrisées et en recul y laissent réapparaître d'anciennes falaises taillées dans le gneiss (exemple : A' Chleit).

Le bassin du Loch Eriboll.

Apparemment, le bassin du Loch Eriboll que prolonge vers l'intérieur le Strath Beag, ressemble beaucoup au Bassin de Durness tant par sa forme allongée du NNE au SSW que par son profil transversal dissymétrique. La présence de calcaire cambrien à Island Chorrie, et à An Druim ajoute encore à la ressemblance. Mais la parenté s'arrête là. Les bordures du bassin d'Eriboll surtout du côté Sud-Est sont beaucoup plus irrégulières et la mer a presque tout envahi ne laissant aux plaines et bas plateaux qu'une extension très restreinte et discontinue.

Ces différences essentielles tiennent d'une part à la tectonique et d'autre part au rôle de la glaciation (v. plus haut). Alors qu'à Durness, les failles normales jouaient un rôle primordial dans la formation du bassin, elles ont été ici assez accessoires et ont laissé la première place aux mouvements de translation : chevauchements et charriages post-cambriens. C'est l'exploitation du contact de la zone charriée avec l'avant-pays autochtone qui a déterminé la localisation de la vallée. Grâce à la multiplication des plans de faiblesse le long des failles inverses dans la bande de terrains à structure imbriquée située immédiatement à l'Ouest, l'érosion différentielle a pu agir efficacement en soulignant dans la topographie le tracé des charriages. Nulle part en Ecosse du Nord le rôle morphologique des charriages n'apparaît aussi important.

Cependant, les formes structurales ne ressortent bien que sur les versants car les sommets des interfluves ont été tronqués par des aplanissements : la surface intermédiaire qui recoupe les bancs moiniens au Sud du Loch Eriboll et surtout le replat qui est au pied vers 250-300 m et qui nivelle des roches très variés jusqu'au Loch Hope et au-delà. Comme aux environs de Durness, les calcaires sont en creux et aplanis. Mais les vestiges du niveau pliocène qui subsistent sont fort petits : An Druim par exemple dans le Cambrien charrié et le bas plateau de Rispond dans les gneiss lewisiens autochtones.

La présence de plans de faiblesse faiblement inclinés sur l'horizontale donne parfois naissance à des versants dont le profil en escalier fait penser à la mise en valeur des strates de terrains sédimentaires (Ben Heilam, Cnoc Ard an-t-Siul). Généralement les escarpements sont donnés par les épaisses lames de gneiss lewisien charriées sur les terrains du Cambrien moyen et supérieur normalement plus tendres et encore affaiblis par les failles

inverses qui les traversent. Ainsi, au B. Arnaboll une lourde protubérance dissymétrique de gneiss, en rapport avec le Lewisien déplacé le long du charriage de Moine, domine vers l'Ouest, les couches plissées et faillées du Cambrien. Au Creag Shomhairie également dissymétrique, il en est de même, mais il y a eu raidissement de l'abrupt par le gel et le passage de la glace durant le Quaternaire froid.

Très fréquents aussi sont les escarpements formés de roches mylonitisées. Le Creag na Faoilinn en est un bon exemple avec sa carapace de mylonite reposant par le charriage de Moine sur une grosse tranche de gneiss, elle-même recouvrant en discordance mécanique (charriage d'Arnaboll) le Cambrien moyen débité par des failles obliques. L'épaisseur des terrains résistants explique l'allure lourde et convexe de l'escarpement. Le rôle joué par ces roches broyées et ces mylonites dans le paysage peut paraître curieux, mais il se retrouve quelquefois aux Hébrides externes avec des charriages différents. En montant le chemin qui domine Eriboll, on rencontre assez rapidement les affleurements de mylonite. La roche teintée en vert par suite de l'abondance de la chlorite montre toute une série de cassures courbes irrégulières et discontinues. Son comportement est assez variable : tantôt elle apparaît fraîche et étonnamment massive en donnant de gros escarpements tourmentés dans le détail, tantôt elle est brune et altérée et s'accompagne de formes plus douces. Les éboulis aussi variés par leur forme qu'hétérométriques par leur taille traduisent ces changements. Dans les débris de la matrice morainique, qui sont à 500 m au Sud-Ouest d'Eriboll, on retrouve ces caractéristiques d'irrégularité. Mais la plupart des cailloux sont sains. Dans l'ensemble et malgré une certaine sensibilité au gel, la mylonite résiste bien et donne naissance à des formes vigoureuses bien qu'assez lourdes. Cette résistance provient sans aucun doute d'une recristallisation assez poussée qui se marque, à l'examen au microscope, par la grande abondance de très petits cristaux de quartz constituant un véritable fond microgrenu *(tableau IX, n° 1)*.

En raison d'une meilleure alimentation due à la présence de montagnes en arrière, les glaciers ont plus modifié la vallée d'Eriboll que celle de Durness. La dissymétrie structurale du Strath Beag a été ainsi exagérée par le raidissement des escarpements de la rive droite (Creag na Faoilinn et Creag Somhairie). Quant aux anciens interfluves, ils ont été transformés en buttes de diffluence puis, par l'ennoyement de la basse vallée par la mer, en îles, comme Island Chorrie par exemple.

Des vallums morainiques bien conservés et localisés dans les élargissements du Strath Beag jalonnent les stades de retrait du glacier de vallée. L'obstacle constitué par la glace à Polla peut seul expliquer la localisation anormale de la rivière au pied du versant de quartzite et le coude brusque avec petite entaille épigénique dans la roche pour rattraper le niveau du loch.

Grâce à la position abritée des côtes du Loch Eriboll, pour lesquelles le fetch maximum est presque toujours limité à quelques kilomètres, de beaux témoins d'anciens niveaux marins ont pu être conservés. Le tombolo d'Ard Neackie n'est plus que très partiellement fonctionnel et les falaises d'Island Chorrie entièrement couvertes de végétation du côté Est, présentent un relief figé typique. Au nord de Kempy Ho, des falaises mortes entaillent la moraine. Mais le secteur le plus intéressant semble-t-il, est compris entre la pointe d'An Druim et le fond du loch. Malgré une exposition générale aux vents d'Ouest, cette côte conserve de beaux exemples de falaises mortes qui d'ailleurs sont en train d'évoluer de nouveau par endroits. Le matériel est constitué de calcaire dolomitique ou de dolomie surmontés par des moraines ou plus souvent par des dépôts de pente à débris anguleux emballés dans une terre brune. Si dans les saillants, la mer fait ébouler quelques pans de roche friable, elle n'a pas fait disparaître de longues sections occupées par des falaises mortes, au pied desquelles subsiste une banquette herbue à 50-80 cm au-dessus du niveau des hautes mers. A la même altitude sont d'ailleurs quelques restes de plate-forme d'abrasion dans la roche en place et même, en un endroit sur une dizaine de mètres, un vestige de « visor » créé par les pieds de glace (largeur maximum du surplomb = 1,30 m, hauteur de l'encoche = 1-1, 10 m). L'essentiel des formes actuelles répond donc encore à une évolution passée dont la signature est celle de la fin de la dernière période froide. Ainsi s'expliquerait sous l'action du gel l'abondance des débris *in situ* de plaquettes de dolomie sur les falaises mortes. Le travail actuel n'en est qu'à ses débuts et ne fait que remodeler un cadre ancien.

A l'Est de Rudh'Ard Bhaideanach, d'autres exemples non moins schématiques se retrouvent dans un matériel morainique. C'est ainsi qu'une belle anse de plage ancienne bordée par le cordon de tempête actuel, est conservée sur une largeur de plus de 35 m. Formée de menus débris de dolomie et de grandes dalles d'autre roches, elle est à plus de 1 mètre d'altitude environ au-dessus des hautes mers et au pied d'une falaise morte de 2 à 3 m de haut. Là encore, les formes sont signées, puisque la falaise morte est entaillée par une série de petits ravins morts suspendus et débouchant sur la plage ancienne par des cônes de débris couverts. Deux ravins plus longs et plus importants non suspendus continuent d'évoluer sous l'action de ruisseaux qui s'encaissent dans la plage ancienne en formant une terrasse. A la pointe de Rudh'Ard Bhaideanach, on retrouve un vieux cordon de galets triangulaire d'altitude identique et séparé de la falaise morte en arrière par un creux prononcé.

Dans l'angle sud-est du fond du Loch Eriboll, s'observe une autre plage ancienne formée elle aussi de débris subanguleux de petite taille, mais elle offre un intérêt plus grand que les précédentes. D'abord par ses rapports avec les deux ravins qui sont en arrière : incisés dans la roche en place, ils débouchent en créant des cônes de déjection qui se raccordent avec le niveau de la plage. L'encaissement des cours d'eau actuels est du même

ordre dans les cônes et dans la plage : 1 m environ. C. A. M. King et Wheeler estiment que ce rivage ancien fait partie de la « 15-foot beach » [252]. Mais en fait les relations chronologiques sont à peu près les mêmes qu'à Sangobeg. Non seulement les ravins offrent un dispositif analogue, mais localement les cailloutis de la plage ancienne recouvrent une vieille tourbe submergée à haute mer. Les analyses polliniques effectuées sur les échantillons prélevés à différents niveaux dans la tourbe ancienne et actuelle ont permis de dresser un diagramme schématique qui fait apparaître de bas en haut *(fig. 35)* :

— un accroissement rapide des éricacées en même temps qu'une diminution brutale du pourcentage des pollens arbustifs,
— un certain parallélisme dans l'augmentation brusque des éricacées, des cypéracées et des graminées,
— une porportion d'aune qui varie peu,
— un pourcentage de bouleau d'abord relativement faible et qui augmente ensuite pour devenir important vers le haut, tandis que le pin montre une variation inverse. De tels caractères rappellent d'assez près (à l'exception des épaisseurs) ceux qu'a décrit S. E. Durno en Ecosse pour les zones VII et VIII de la stratigraphie postglaciaire [134, 135 et 136].

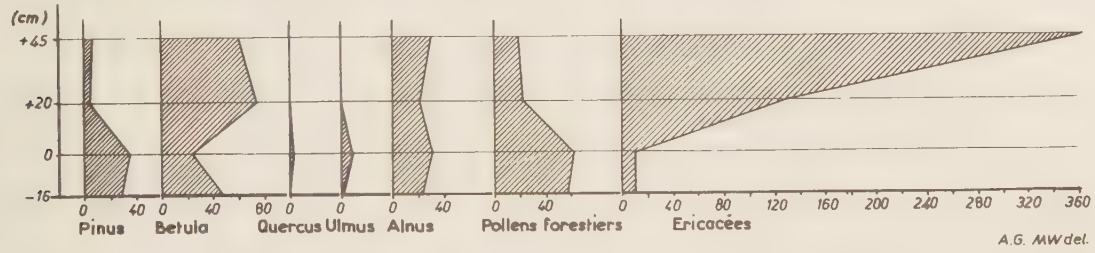


Fig. 35. — *Diagramme pollinique de la tourbe du fond du Loch Eriboll.*
Sur l'axe des abscisses, les pourcentages des pollens. Sur l'axe des ordonnées, la profondeur de la tourbe par rapport au niveau des plus hautes mers. (Détermination des pollens par H. Elhai).

La base du profil se situerait donc aux environs de la limite Boréal/Atlantique (Boreal-Atlantic transition : B.A.T.), et la chronologie locale pourrait être voisine de celle qui a été avancée à partir des observations de Sangobeg (v. p. 129). Néanmoins, il ne faut pas se dissimuler que pareille interprétation soulève dans les deux cas de semblables difficultés. Si la submersion peut à la rigueur se concilier avec un relèvement isostatique postglaciaire dont la valeur aurait pourtant, selon H. Godwin, plus que compensé la remontée eustatique [178], en revanche on comprend mal comment un rivage datant de la période atlantique (ou même subboréale, s'il s'agit d'une « 15-foot beach ») aurait pu conserver des traces non équivoques laissées par le froid. Comme nous le verrons, les manifestations d'un climat périglaciaire observables en plusieurs endroits (notamment en bordure du Moray Firth, au Caithness) sur les restes de la plage soulevée inférieure obligeront sans doute à reconsidérer l'âge, ou du moins l'unité d'âge, de ce rivage ancien. Il faut donc réserver notre conclusion, faute d'une information suffisante concernant les analyses de ces tourbes submergées. Une séquence, même intéressante, n'est pas une base de discussion suffisamment solide.

b. Du Loch Inchard au Loch Glencoul : un bas plateaux rocheux dominé par des « montagnes-éperons »

Les contrastes topographiques atteignent dans cette région une grande ampleur, mais le paysage n'en garde pas moins dans ses attraits majeurs une remarquable simplicité qu'on peut résumer ainsi : un bas plateau côtier taillé dans le gneiss à une altitude sensiblement constante (130-160 m) s'étale sur une quinzaine de km de large. A l'Est, il vient buter brusquement contre des montagnes à flancs raides, à sommet relativement élevé (plus de 900 m au Foinaven), et bien détachées les unes des autres par de profondes échancrures *(fig. 36)*.

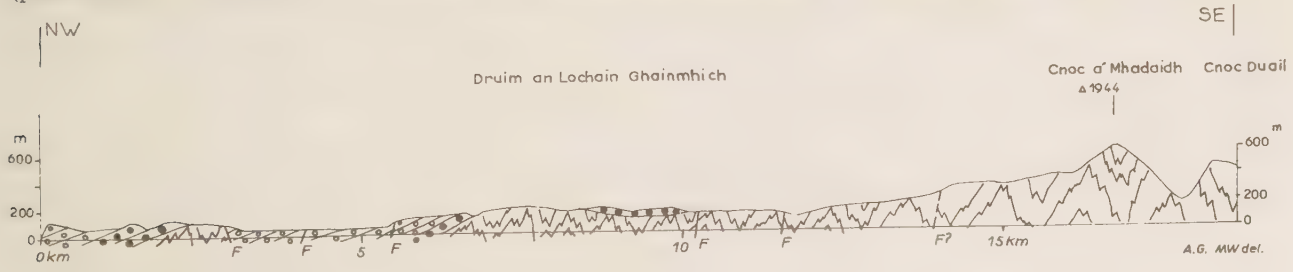


Fig. 36. — *Coupe à travers le bas plateau côtier au Nord du Loch Inchard jusqu'au massif du Foinaven.*

Par rapport à la région précédente, nous avons ici une structure originale. Ce qui frappe tout d'abord, c'est l'importance de la dénudation du socle. Jusqu'à la ligne Tarbet-Loch More qui doit représenter une ancienne faille, il n'y a plus un seul affleurement de Torridonien et le bas plateau est constitué entièrement de Lewisien. Ce fait est à mettre en rapport avec une surélévation du socle bien visible sur les montagnes qui sont en arrière puisque le gneiss atteint 900 m au Ceann Garbh. Les quartzites cambriens y reposent d'ailleurs directement sur le gneiss, ce qui indique une dénudation très ancienne au moins vers l'intérieur.

En même temps nous assistons à un changement de la nature du socle. Le gneiss est traversé par des vieilles fractures et par de multiples intrusions ou dykes de roches acides ou basiques d'âge prétorridonien et orientés WNW-ESE ou Ouest-Est. L'hétérogénéité lithologique du Lewisien est donc assez grande et la mise en valeur de ce potentiel se traduit par une organisation longitudinale de la morphologie de détail du bas plateau. A ce canevas s'ajoutent quelques grandes failles Nord-Ouest - Sud-Est, plus récentes, qui découpent le front montagneux en une série d'éperons grandioses dont l'état de dissection augmente vers le Sud en même temps que diminue le rôle des quartzites. Contrairement à la bordure orientale du Loch Eriboll, les charriages n'ont ici qu'un intérêt morphologique subordonné.

Les bas plateaux de gneiss lewisien.

A partir du Loch Inchard commence un paysage inoubliable fait d'innombrables croupes rocheuses raclées par la glace et séparées les unes des autres par des petits lacs aux contours compliqués. Cet ensemble désigné sous l'expression de « knobs and lochans » est tout à fait caractéristique des bas plateaux de gneiss lewisien façonnés par la glace. On le retrouve d'ailleurs plus au Sud jusqu'à la latitude d'Enard Bay. Dans ce dédale apparemment inextricable existent pourtant deux éléments d'ordre. La plupart des petits interfluves de dos de roches polies s'alignent sur un niveau d'altitude quasi constante qui n'est autre que l'aplanissement pliocène rencontré plus au Nord, mais représenté ici beaucoup plus largement. Malgré une dissection très poussée dans le détail, le gneiss a fort bien conservé les multiples témoins qui permettent de reconstituer une pente douce vers l'Ouest. Ce niveau s'insinue un peu vers l'intérieur à la faveur de la vallée du Loch More. On le retrouve sur la côte tronquant les bancs de grès torridonien de Handa Island *(fig. 37)*.

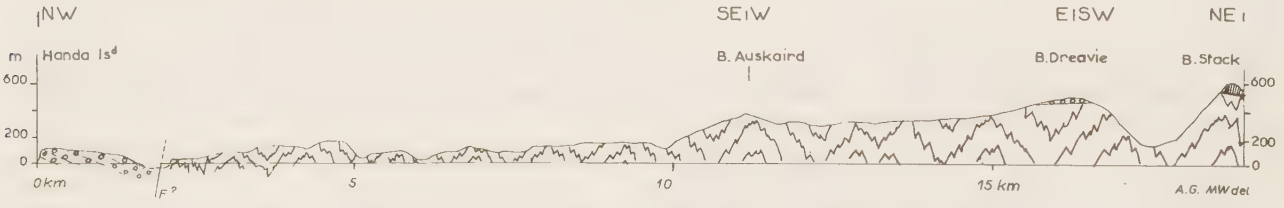


Fig. 37. — *Coupe à travers les plateaux côtiers de l'île de Handa au B. Stack.*

Les innombrables creux qui accidentent le plateau rocheux ne sont pas disposés au hasard. A cet égard, le secteur compris entre le Loch Laxford et le Loch Stack est très représentatif *(fig. 38)*. Le gneiss lardé par de très nombreuses intrusions de granite ou de granito-gneiss à biotite, apparaît déprimé dans l'ensemble par rapport aux affleurements de gneiss ordinaire qui l'encadrent. Dans le détail, la topographie constituée de collines oblongues aux roches polies rosâtres s'ordonne suivant l'orientation des bandes de granite WNW-ESE (1). Les creux allongés correspondent parfois aux affleurements de granite mais aussi assez souvent au contact des roches gneissiques et granitiques. Quant aux coupures transversales de direction N-S ou NNE-SSW, elles sont déterminées par des lignes de fractures aisément discernables sur les photographies aériennes. Si le granite à biotite est généralement en creux c'est en raison d'une sensibilité plus grande à l'altération. En effet l'arène de décomposition postglaciaire n'est pas rare sur les roches polies et la ferrugination des micas noirs est courante suivant les diaclases. L'examen du matériel de la plage ancienne au fond du Loch ne fait que corroborer cette idée : les cailloux y sont surtout bien arrondis quand il sont formés de granite. Quant aux alluvions de la Rivière Laxford, ils fournissent des renseignements analogues *(fig. 39)* puisque les galets de gneiss granitique souvent altérés superficiellement ont, si on les classe de manière expéditive en quatre catégories d'émoussé « à vue » (2), une proportion plus élevée de « bien roulés » que les gneiss.

Les nombreux dykes basiques qui traversent le Lewisien plus au Sud, se marquent également dans la topographie. Constitués généralement de dolérite, roche massive mais sensible à la décomposition chimique, ils apparaissent souvent comme des dépressions rectilignes ayant parfois une grande continuité. Mais cette règle

(1) Le Loch Stack aux contours déchiquetés reflète la même disposition encore soulignée par l'ennoyage.

(2) Cette méthode qui a le gros avantage d'être très rapide donne des résultats généralement suffisants pour apprécier la valeur globale d'un émoussé dans une formation lithologique donnée. L'erreur ne dépasse pas 3-4 % quand on répète la même opération sur le même lot de cailloux.

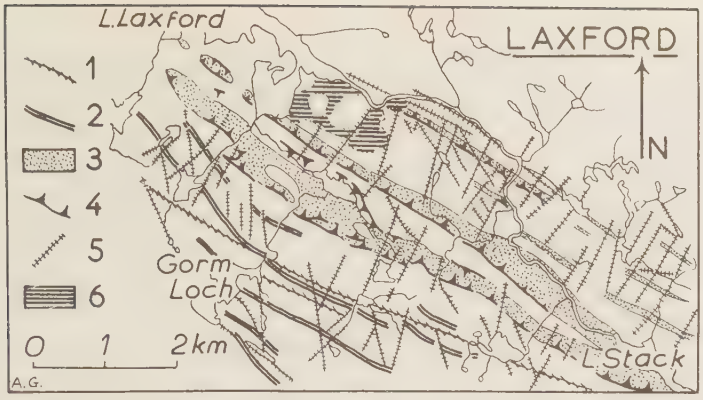


FIG. 38. — *La région au SW de la Riv. Laxford.*
1 : Ligne de broyage prétorridonienne en creux; 2 : Dyke basique en creux; 3 : intrusion granitique en creux dans le gneiss lewisien; 4 : bordure raide de 3; 5 : creux de fracture postorridonienne ou vallée de ligne de faille; 6 : plage soulevée.

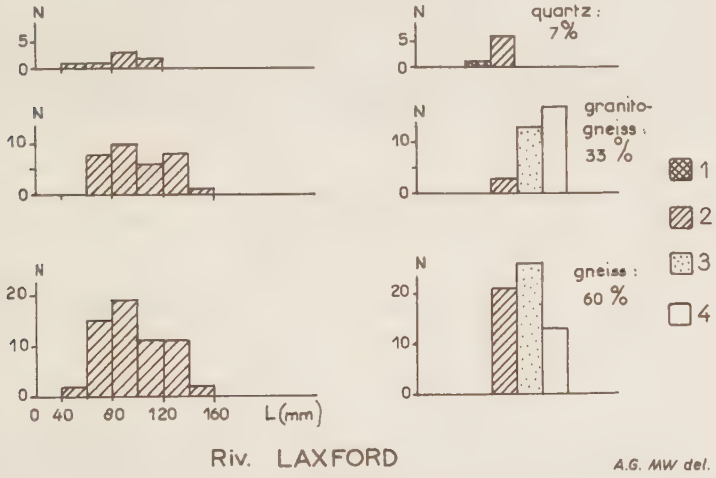


FIG. 39. — *Alluvions de la Rivière Laxford :*
Eléments supérieurs à 40 mm. A gauche, histogramme des tailles; à droite, émoussés « à vue ».
1 : anguleux; 2 : subanguleux; 3 : mal arrondis; 4 : bien arrondis.

est loin d'être générale et leur comportement est apparemment assez fantaisiste. Ainsi en bordure du Loch a' Bhadaidh Daraich, à l'Est de Scourie, un gros dyke épais de plus de 25 m et qui coupe à l'emporte-pièce le gneiss, apparaît en saillie. Pourtant cette roche gris-sombre a été sensible à l'action du gel, puisque du côté nord elle s'accompagne d'éboulis grossiers tardiglaciaires. Elle n'a d'ailleurs pas toujours ici une excellente tenue et présente des signes d'altération marquée. Non loin de là, le même dyke est nivelé.

En bordure de la mer on assiste à la même variété de comportements. Si du côté nord de Scourie Bay, un dyke basique se marque par une série d'encoches alignées, un peu plus loin au Nord de Tarbet, des dykes sombres, qui tranchent sur le gris-clair du gneiss sont restés, en raison de leur massivité plus grande (médiane de 6 diaclases au mètre, contre 18 pour le gneiss), peu touchées par la mer qui déblaye le gneiss jusqu'au contact *(photo 2)*. Grâce à la présence de plans de roches brisées perpendiculaires aux dykes, on aboutit à une véritable organisation orthogonale de la morphologie littorale, à cet endroit.

Les intrusions ultrabasiques sont plus généralement en creux, même si la décomposition est inégale à l'intérieur de l'affleurement. A Badcall, l'altération est très poussée et la roche vert-clair très poreuse qui s'effrite au simple toucher, donne un creux marqué dans la topographie, en contrebas des hauteurs environnantes de gneiss. Le vallon au Sud-Est de Geisgeil, a un tracé rectiligne qui exploite une zone de dykes inclinés à 80° et pouvant se traduire par des surplombs sur un des versants. L'état de décomposition est extrêmement variable d'un point à l'autre puisqu'on rencontre côte à côte des roches étonnamment saines et d'autres décomposées en parallélépipèdes et surmontées d'une couche terreuse. L'écart de densité des diaclases avec le Lewisien encaissant n'est pas tellement élevé (12 contre 7-8) car c'est précisément à l'endroit où le gneiss a été fragilisé que s'est mise en place la roche intrusive.

A côté des multiples dykes et bandes de roches éruptives, il y a enfin et surtout les plans de faille et les zones de broyage qui traversent le gneiss et ont généralement été exploités. Le remarquable alignement de lacs qui se suit, sur près de 20 km, depuis l'isthme de Kinlochbervie jusqu'au Loch Stack, coïncide certainement avec une grande fracture qui explique l'allure rectiligne du bord sud-ouest du Loch Inchard, car elle se poursuit par la faille qui limite les affleurements de la couverture gréseuse au Nord Est d'Oldshore. Le long de la vallée de la rivière Rhiconich qui fait partie de cet ensemble, les roches broyées ne sont pas visibles car elles sont masquées par d'importants éboulis du côté nord-est mais tous les caractères des vallées de ligne de faille y sont réunis. En tout cas, la dissymétrie est structurale et reflète la forte inclinaison des bancs de gneiss vers le Nord-Est. De même, le Strath Stack dissymétrique est une grande vallée rectiligne qui épouse le tracé d'une faille se prolongeant vraisemblablement dans l'axe du Loch More. Le jeu de l'accident est peut-être très ancien, mais la cicatrice est restée. En effet, d'un côté de la vallée, au B. Dreavie, le Torridonien repose sur le socle alors que de l'autre côté au B. Stack, les quartzites recouvrent directement le Lewisien. Il y a donc eu vraisemblablement avant même le dépôt du Cambrien un mouvement d'exhaussement du socle se traduisant par la disparition du Torridonien dans toute la région située au Nord de la vallée. Au total, deux grandes failles, l'une orientée Nord-Ouest-Sud Est du Loch Inchard au Loch Stack, l'autre de direction WNW-ESE suivant le Strath Stack, délimitent un compartiment d'où est exclu le Torridonien. Elles se rencontrent vers le Loch More en interrompant la continuité de l'arrière-pays montagneux. Dans le cas du Strath Stack, la dissymétrie de la vallée n'est pas purement structurale car l'exposition climatique durant le Quaternaire a exagéré l'opposition entre les deux versants : le versant nord remarquablement nu et nettoyé sur les 2/3 supérieurs ne fait que suivre ces bancs de gneiss fortement inclinés vers le Sud, tandis que le versant sud plus raide compte de nombreux éboulis. Il peut sembler curieux que la rivière qui a laissé presque toute la vallée intacte depuis les derniers stades de la glaciation, s'encaisse rapidement à l'aval de plus de 10 m dans la roche en place. En fait, l'incision n'est pas actuelle : la gorge à fond plat et dont les versants se raccordent à une terrasse, a été façonnée pendant la période froide. D'autre part, le gneiss dans lequel s'est faite l'entaille est en bien mauvais état, brisé en de multiples éléments, il est souvent altéré sur une profondeur qui peut atteindre 15 m par endroits. C'est donc bien le caractère incomplet du nettoyage jusqu'à la roche saine qui doit nous étonner et non pas la dissection. Il est vrai que les zones de broyage du Lewisien, quand on les examine attentivement, réservent bien des surprises. Malgré la présence dans le gneiss de beaux vallons dissymétriques de gélivation qui sont dûs à l'exploitation de zones de faiblesse traversant des bancs de roches inclinées (1) (un magnifique exemple est visible près du Loch na Fiacail, *(photo 3)*, la glace est loin d'avoir utilisé partout le potentiel qui lui était offert. Témoins ces quelques exemples. En remontant de Port of Tarbet vers Clais fearn, la route emprunte un vallon dont le côté sud-ouest est occupé par des gneiss altérés plaqués sur la roche saine. La décomposition qui peut atteindre 10 m ne peut être post- glaciaire, puisque la roche pourrie est recouverte localement par la moraine de fond elle-même surmontée de « head » anguleux d'origine locale. Dans une région qui semble avoir été intensément glaciée, le travail des glaciers est donc resté incomplet. Au Nord-Est du Lochan Obain, sur la route de Geisgeil, de nouvelles carrières permettent de voir pendant 25 m environ, le gneiss broyé et décomposé sur une épaisseur qui peut atteindre 4,5 m. La roche noirâtre est divisée en mille fragments anguleux. La roche saine est visible sous forme de petits abrupts alignés en arrière du front de taille. La vallée inférieures de l'Allt an t Srathain suit également une zone de broyage, mais la gorge ne coïncide pas partout avec les gneiss fragilisés : elle est un peu au Sud. Cette semi-adaptation ne peut-être le fait d'un recreusement post-glaciaire car des roches polies s'observent jusqu'au fond de la gorge. Il est clair que l'incision à caractère marginal s'est faite en bordure de l'obstacle constitué par la glace. Pourtant la glace a épargné sur l'autre versant des roches en état de décomposition avancée qui par endroits sont recouvertes d'une mince couche de moraine ou de head.

A la lumière de toutes ces observations, qu'il serait aisé de multiplier, nous arrivons donc à l'idée que la mise en valeur des différences pétrographiques du socle lewisien relativement hétérogène s'est faite essentiellement par des processus de décomposition chimique à partir du niveau d'érosion inférieur (pliocène ?) Elle est donc préglaciaire ou interglaciaire. La première hypothèse semble plus plausible, si l'on tient compte de l'épaisseur de certaines formations d'altération. Les glaciers n'ont fait qu'exploiter — imparfaitement d'ailleurs — le potentiel mis à leur disposition par des processus essentiellement chimiques. D'autres preuves indirectes s'ajoutent aux arguments descriptifs.

Sur la bordure Sud du Loch Stack existe un reste de dépôt comprenant des cailloux subanguleux de gneiss et de quartz emballés dans une matrice de sable fin. La disposition très caractéristique des lits et le bon classement du matériel sableux *(fig. 40)* montrent que nous avons affaire à des vestiges d'accumulation rapide de type deltaïque établie probablement en bordure d'un lac de barrage glaciaire. Or l'examen morphoscopique nous révèle que si la majorité des grains de quartz sont anguleux ou subanguleux et luisants — ce qui était prévisible

(1) Certains de ces vallons de gélivation ont été nettoyés de leurs gros débris par l'action de la mer et se prolongent jusqu'au rivage par une indentation profonde (exemple : au Nord de Tarbet). La présence d'éboulis tardiglaciaires trahit naturellement une évolution qui s'est prolongée après le départ de la nappe de glace de l'avant-pays.

PHOTO 2. — *Côte à organisation orthogonale au NNW de Tarbert.*
Le dyke basique est en saillie par rapport au gneiss encaissant, mais une zone de broyage perpendiculaire s'y traduit par une profonde échancrure. Vue vers l'WNW.

PHOTO 3. — *Vallon de gélivation dans le gneiss lewisien à bancs redressés.*
Vue prise près du Loch na Fiacaill vrs le Nord-Est.

pour un dépôt fluvio-glaciaire — une part non négligeable est constituée par d'autres catégories (tableau VII). Quelques grains mats et arrondis proviennent d'un vieux stock gréseux de couverture. D'autres quartz sont taraudés tout en restant anguleux ou subanguleux. Ils ont donc subi la marque d'actions pédogénétiques et proviennent sans doute d'un manteau d'altération préglaciaire.

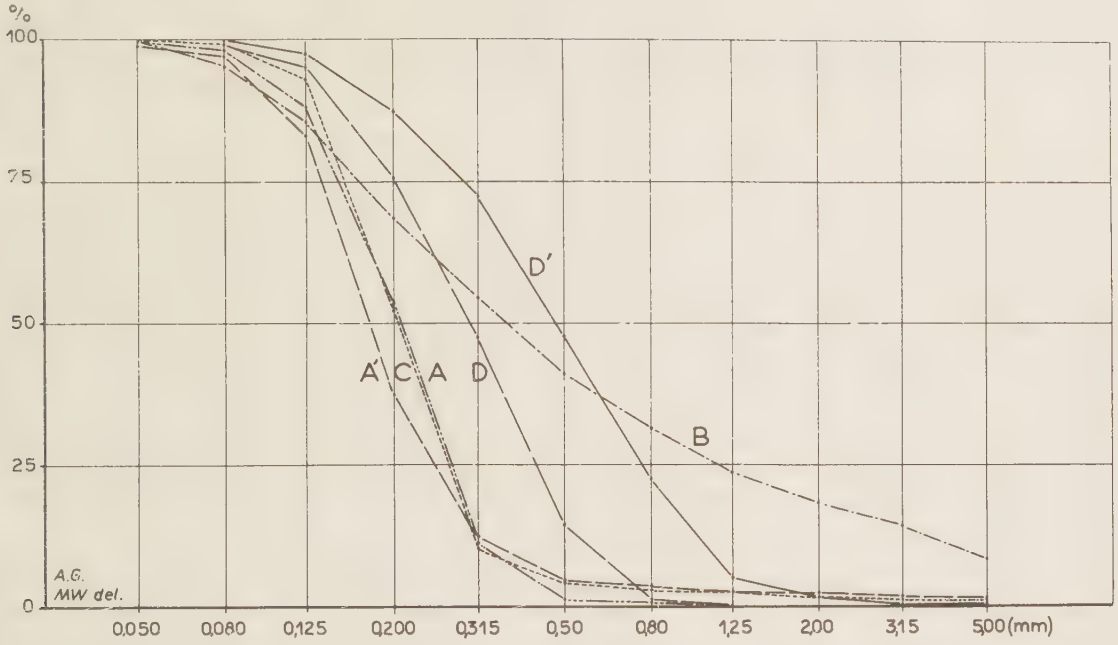


FIG. 40. — *Courbes granulométriques cumulatives de quelques formations sableuses des côtes nord et nord-ouest.* Echelle semi-logorithmique.

	Médiane	Q d Φ	So
A : sable fluvio-glaciaire, bord sud du Loch Stack (côte nord-ouest)	0,208	0,45	1,38
A': sable fluvio-glaciaire, bord sud du Loch Shieldaig (côte nord-ouest)	0,175	0,44	1,37
B : matrice sableuse morainique, bord nord du Loch Lurgainn (Coigach)	0,365	1,40	2,65
C : sable du cône deltaïque de Drochaid Lusa (Skye)	0,205	0,40	1,33
D : sable fluvio-glaciaire, NE de Calgary Beg (Strath Halladale)	0,300	0,55	1,47
D': sable fluvio-glaciaire du cône deltaïque de transition au SE de Melvich (côte nord)	0,480	0,69	1,62

Cela ne veut pas dire que le plateau gneissique ait simplement été « nettoyé » pendant la période froide. Sans parler de la désorganisation de certains axes de drainages (Achriesgill Water par exemple), de nombreux versants raides ont reculé sous l'action du gel. Les éboulis qui bordent le Loch Stack du côté sud-ouest en sont un bon exemple. Leur taille et leur forme dépendent des caractères de la roche en place en arrière (gneiss granitique). Mais au total, cette action reste limitée, dans la mesure où sur ce bas plateau les grands versants sont rares. Le gneiss lewisien ordinaire s'est d'ailleurs montré assez peu sensible à la gélivation et le raidissement des pentes affecte souvent des roches intrusives en particulier les dolérites en dykes. Paradoxalement les surfaces de gneiss qui ont enregistré le mieux l'action du polissage glaciaire et qui forment ainsi le paysage glacié par excellence, sont aussi celles qui ont été les moins transformées, puisque la reconstitution du niveau d'érosion inférieur n'y offre guère de difficultés.

Avec le Torridonien, les choses se seraient peut être passées différemment, au moins sur les versants, mais les restes de couverture gréseuse ont presqu'entièrement disparu. On n'en rencontre plus qu'à deux endroits : dans l'île de Handa et au B. Dreavie. Dans les deux cas, la conservation doit être en rapport avec des failles. Comme l'île de Handa entièrement gréseuse, est séparée du gneiss du Mainland par un détroit dont la bordure orientale est très rectiligne, il y a de bonnes raisons de penser que le Sound of Handa épouse le tracé d'une faille. C'est d'autant plus probable que les bancs torridoniens de l'île sont inclinés vers l'intérieur avec un pendage de 20° environ.

Au B. Dreavie, c'est apparemment la dissection relativement faible du soubassement de Lewisien qui a

permis au chapeau de Torridonien d'être conservé à 470 m d'altitude *(fig. 37)*. Mais cette position curieusement perchée ne doit pas faire oublier que le socle est ici plus bas qu'immédiatement au Nord de la faille du Strath Stack sous le sommet pointu de quartzite du B. Stack. Au sommet du B. Dreavie, dans la topographie chaotique du gneiss faite de bosses rocheuses polies alternant avec des creux tourbeux gorgés d'eau, la table de Torridonien offre une note originale. Elle est formée d'un empilement de bancs plus ou moins épais et subhorizontaux de grès arkosique et de petits conglomérats parfois lités. Bien que l'on ignore l'épaisseur au centre de l'affleurement, le Torridonien ne semble pas très épais et doit former une pastille, car même du côté où le recul quarternaire a été plus important, les escarpements bordiers ne dépassent guère 10 m. Ailleurs ils sont beaucoup plus modestes : 2-3 m au maximum. L'intérêt morphologique du B. Dreavie vient de ce que des restes abimés d'une topographie directement dérivée de la surface prétorridonienne sont conservés aux environs. Le fait est rare et mérite d'être souligné. Si au Sud-Ouest et à l'Ouest, les formes sont trop irrégulières pour qu'on puisse sans danger prolonger bien loin la surface, au Sud, il n'en est pas de même. Dans la direction du B. Strome, la descente douce qui conduit à des altitudes de l'ordre de 400 m apparaît bien sur le terrain dérivée de la surface infra-torridonienne *(carte hors-texte V)*. Cette exhumation pose d'ailleurs un problème, car les éboulis détachés par le gel tardiglaciaire sont remarquablement rares. Sans doute quelques blocs subsistent-ils du côté nord et beaucoup ont dû être emmenés par la glace après avoir été déchaussés sur place (certains qui ont été simplement un peu remués sont visibles), mais on imagine tout de même assez mal qu'une exhumation aussi étendue soit due aux actions purement mécaniques du Quaternaire froid. Il est frappant de constater que sur ces tables de grès ou de conglomérat, la désagrégation postglaciaire est anormalement prononcée. De véritables champs de galets libérés par la désagrégation du ciment en témoignent. L'arène a été enlevée par ruissellement et se trouve sur le pourtour en contact avec le gneiss et au besoin *sur* la tourbe. Il y a donc eu ici selon toute vraisemblance, une importante phase de « préparation » et d'ameublissement du Torridonien avant que les débris n'aient été emportés par la glace. Mais la position culminante des vestiges de couverture gréseuse sur le gneiss devient incompréhensible dans un système d'érosion froid ou tempéré humide.

Si de nombreux rentrants de la côte rocheuse de gneiss ont conservé des vestiges d'anciens niveaux marins, il convient d'analyser plus particulièrement le fond du Loch Laxford où se pose une curieuse énigme. Dans la baie bien abritée de Traigh Bad na Baighe, s'observent comme de part et d'autre du pont de Laxford aux environs, des restes de plages anciennes constituées de lits sableux surmontés de galets bien roulés. L'altitude est comprise ici entre 1 m et 1,30 m au-dessus du niveau des hautes mers, sans compter l'épaisse couche de tourbe sus-jacente (jusqu'à 1,50 m). Le raccord avec les anciens rivages de la région de Durness n'offre donc guère de difficultés. Mais le matériel de la vieille plage cimenté en orstein par l'évolution pédologique sous la tourbe est attaqué en falaise par la mer actuelle au cours des tempêtes, car si le fetch est très faible (600 m), l'exposition se fait à l'Ouest . L'attaque reste néanmoins limitée et n'a pas fait disparaître par endroits une falaise morte qui se raccorde, non pas à l'estran actuel, mais à un niveau légèrement plus élevé (20-40 cm au-dessus). C'est sur ce niveaui, que nous avons découvert, non sans étonnement, un petit champ de cercles de pierres de 8 m sur 6 m environ. Ce n'est pas une colonisation imparfaite par le schorre qui ferait illusion, car ce dernier n'a fait que souligner les différences granulométriques en prenant pied sur les endroits où les sédiments étaient les plus fins et en laissant en saillie les pierres. Sur une pente de 3° environ, les diamètres des cercles sont compris entre 20 et 65 cm (avec médiane de 45 cm), les dimensions des pierres, entre 4 et 16 cm (médiane de 8-9). Comment interpréter ce phénomène ? Ou bien il faut imaginer que des processus purement marins, mais encore inconnus, sont capables de créer ces cercles de pierre, ou bien qu'un rivage de période froide très voisin de l'estran actuel a permis l'attaque en falaise d'une plage plus ancienne que ne le laisserait croire son altitude. Une fois de plus, se trouve remis en cause l'âge du rivage soulevé inférieur.

Les montagnes.

Les montagnes qui se dressent brusquement au-dessus du bas plateau côtier, offrent entre elles d'étroites similitudes de formes. Vues de profil, depuis le col qui sépare le B. Auskaird du B. Dreavie par exemple, elles apparaissent toutes alignées suivant une direction NW-SE ou NNW-SSE et nettement dissymétriques avec au Sud-Est une descente douce mais irrégulière qui conduit à des plateaux élevés et lourds, et une pente rectiligne et raide, de l'ordre de 25°, au Nord-Ouest. Le contact brutal avec l'avant-pays est d'autant plus frappant que chaque fois il se fait dans la même roche : le gneiss lewisien. Autrement dit, l'angle de base — nous serions tenté de dire le knick — est taillé dans le socle et ce n'est que beaucoup plus haut que l'on voit apparaître la couverture claire des quartzites reposant directement sur le gneiss. En général, la carapace de quartzite est d'ailleurs assez mince par rapport à l'ensemble, surtout au Foinaven et au B. Stack. Elle ne s'épaissit que plus au Sud-Est à la faveur des écailles et charriages qui provoquent une répétition des mêmes couches *(fig. 41)*. La netteté de l'angle basal est un peu atténuée par la présence au pied de l'escarpement et dans le même gneiss, d'un raccord à allure un peu convexe (au B. Arkle : le Sail Mhòr); mais cette partie du profil compte peu dans l'ensemble.

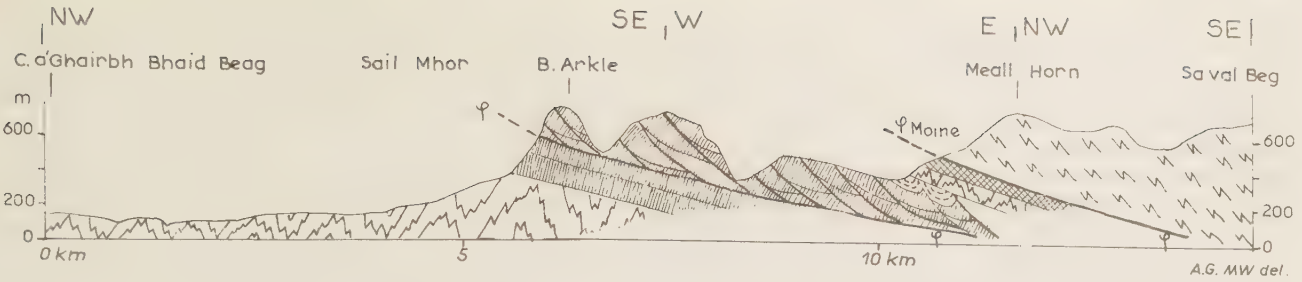


Fig. 41 — *Coupe à travers la terminaison sud-ouest du massif de Reay Forest.*

Vues de face, du Nord-Ouest par conséquent, ces montagnes semblent presque détachées les unes des autres, tant les rentrants qui les séparent sont profonds et larges. Le Ben Stack qui est réellement isolé, ne paraît pas fondamentalement différent des autres montagnes. Ces profondes coupures orientées Nord-Ouest-Sud-Est sont en rapport avec des failles. Celle du Strath Dionard sépare le Foinaven du Cranstackie; celle qui aboutit au Loch Stack limite le flanc sud-ouest du B. Arkle. Quant au Ben Stack, il est encadré par deux grandes lignes de faiblesse : l'une au Nord a été utilisée par une intrusion granitique, l'autre au Sud est la faille du Strath Stack. Entre le Foinaven et le Ben Arkle, la coupure est moins profonde et l'existence d'une faille n'est pas prouvée malgré le dessin bien rectiligne du versant ouest du Foinaven et la dissymétrie de la montagne qui rappelle celle d'un bloc basculé. On se trouve donc en présence d'une série d'éperons élevés mais étroits, orientés suivant la principale direction tectonique de la région. La raideur des versants contraste avec le dessin mûr des sommets. Ces « montagnes-éperons » forment transition entre le bloc massif de Laid et les inselbergs qui apparaissent plus au Sud (avec le B. Stack comme premier représentant). La dissection a donc été de plus en plus poussée vers le Sud, d'abord parce que les failles transversales ont tendance à converger dans la région du L. Stack-L. More et ensuite parce qu'à la faveur de la disparition de la couverture torridonienne et de l'affaiblissement du socle par de multiples lignes de faiblesse, les niveaux d'érosion ont beaucoup plus largement mordu qu'au Nord sur l'arrière-pays. Il n'est pas interdit de penser que les éperons et les buttes alignés représentent les vestiges d'un ancien front montagneux maintenant bien démantelé par l'élargissement de la zone d'action du drainage atlantique le long des failles transversales. Les glaciers n'ont fait que parachever le travail, en profitant justement des directions favorables que la structure offrait à leur écoulement.

Les formes structurales, malgré leur grande netteté, ne constituent dans ces paysages montagneux que des détails bien visibles sur les versants et mis en valeur par le travail de dissection. les sommets étonnamment calmes ont conservé de beaux vestiges perchés d'aplanissements anciens qui tronquent des structures parfois fort compliquées. Ainsi au Sud-Est du Foinaven , un niveau supérieur recoupe les écailles de Cambrien au lourd Creag Dionard vers 750 m. On le retrouve à la même altitude, au-delà du charriage de Moine, sur les gneiss moiniens du Meall Horn et des sommets voisins ainsi que sur les quartzites de la partie sommitale du Ben Arkle. En contrebas, le palier de Plàt Reidh est une exemple plus spectaculaire, car les écailles de quartzite imbriquées sont nivelées à l'horizontale ou presque. A ce replat d'altitude comprise entre 550 et 580 m, appartient le Creachan Tormaid formé de Moinien. Les restes de surface intermédiaire sont surtout bien représentés au Sud du Loch More, où ils occupent la plus grande partie des interfluves vers 470-480 m, quelle que soit la lithologie. En outre, il est bon de rappeler que l'angle même qui individualise les montagnes à la base n'est pas d'origine lithologique, mais provient aussi d'un aplanissement.

Sur les versants atteints par le recul de l'érosion, la morphologie structurale retrouve toute son importance et souligne l'inclinaison générale vers le Sud-Est qui caractérise tous les terrains situés au-dessus du Lewisien. Les charriages, sans garder l'intérêt morphologique qu'ils avaient au Loch Eriboll, se suivent néanmoins avec assez de facilité. Ainsi le charriage de Moine grâce aux roches broyées intercalées entre le Cambrien inférieur et le Moinien qui jouent ici le rôle de roches relativement tendres, se marque par un gros bourrelet convexe qui ceinture les versants, depuis le Creagan Meall Horn jusqu'au Loch More en passant par le Creachan Tormaid. Au Sud du Loch More, on l'aperçoit, sur le versant sud-ouest du Ben Lice et en bordure du Gleann Dubh, mais il est trop en arrière pour avoir été mis en valeur, et la surface intermédiaire le nivelle le plus souvent. Il ne réapparaît bien dans le paysage que dans la vallée du Glen Coul sous la forme d'une butte : le Stack of Glencoul. Au contraire, plus à l'Ouest, à la faveur du niveau de base des Lochs Glendhu et Glencoul maintenant envahis par la mer, la structure a été magnifiquement dégagée le long du charriage de Glencoul. Dans la péninsule d'Aird da Loch, au Nord du Loch Glendhu et au Cnoc na Creige, on saisit admirablement comment la lourde masse de Lewisien charrié vient reposer sur le plan incliné des quartzites cambriens qui recouvrent eux-mêmes en discordance stratigraphique le gneiss autochtone. Il y a donc deux escarpements superposés qui s'inclinent vers le Sud-Est. Celui du gneiss charrié est le plus imposant, mais celui de quartzite est bien marqué. Le Cambrien inférieur quartzitique est donc resté solidaire du socle et c'est suivant le plan de contact avec le

*

Cambrien moyen nettement plus tendre et plus souple que s'est effectuée la grande translation de la nappe de Glencoul ou d'une nappe sous-jacente.

Au Ben Arkle et au Foinaven, les quartzites de la base du Cambrien sont également restés étroitement solidaires du socle, mais le sommet de cette couche doucement inclinée vers le Sud-Est a servi de plan de discordance mécanique pour le déplacement de la masse des écailles de Cambrien inférieur et moyen *(fig. 41)*. L'exhumation est donc moins poussée que sur le flanc oriental du bloc de Laid et une épaisse « tranche » de quartzites allochtones hachés par de multiples failles inverses subsiste par dessus. Un stade de transition est visible au Sud-Est du Cranstackie, puisqu'à la longue descente substructurale du Cambrien inférieur autochtone, succèdent au Conamheall les écailles qui se traduisent dans la morpologie par un épaississement rapide des quartzites. La superposition d'escarpements monoclinaux traduit cette complication croissante des formes au Foinaven. Depuis le sommet de gneiss du Ceann Garbh jusqu'au Creag Dionard au SSE, on rencontre quatre escarpements successifs tournés vers le Nord-Ouest : celui de Ganu Mor est formé de quartzites autochtones reposant sur le socle; celui qui prolonge la belle crête dissymétrique d'A' Cheir Ghorm jusqu'au sommet coté 2844, marque la limite des terrains cambriens charriés. Un accident plus imposant en rapport avec la base d'une écaille, domine le col de Cadh' n na Bencaich; enfin un dernier ressaut de même nature borde le Creag Dionard.

Le style isoclinal des écailles ne suffit pas à leur conférer un rôle important dans le paysage. Si le quartzite est recouvert par du quartzite, sans intercalation d'autre couche, les formes sont généralement peu nettes et en tout cas sans grande ampleur (exemple B. Screavie). Par contre, la présence de Cambrien moyen plus tendre dans cette structure imbriquée est un élément favorable au dégagement des failles inverses. Elle explique qu'au Foinaven la variété des formes sommitales soit plus grande qu'au Ben Arkle. De toute façon, les plus beaux exemples de morphologie structurale sont à rechercher sur les bordures et non sur les sommets. Le façonnement du magnifique « crêt » d'A' Cheir Ghorm où les escarpements visibles occupent plus de la moitié de la hauteur du côté nord-ouest, est inconcevable sans la présence du profond Strath Dionard à proximité et sans le recul des parois sous l'action du gel au Quaternaire froid.

En effet dans un système morphogénétique de climat froid, les quartzites se sont montrés étonnamment fragiles par rapport au gneiss. Ils n'occupaient certainement pas le sommet de l'échelle de résistance pendant le Quaternaire froid. Nous n'en voulons pour preuve que les innombrables fragments anguleux qui jonchent les sommets et font d'eux un paysage dominé par les champs de pierrailles. Ils recouvrent les versants de longs éboulis réguliers d'un blanc éclatant qui occupent parfois la quasi-totalité des pentes : sur le flanc sud-ouest du Foinaven, il n'est pas rare de les suivre sur plus de 300 m de dénivellation sans discontinuité. Ce manteau de débris grossiers qui est la parure normale des sommets de quartzite témoigne d'une puissante action de la gélivation au Quaternaire et les montagnes n'ont dû la conservation de leur carapace de quartzite qu'à la brièveté — à l'échelle géologique — de la période froide. Par comparaison le gneiss lewisien semble avoir été assez peu affecté par le gel. Au sommet du Ceann Garbh on observe quelques gros blocs d'allure géométrique, épars ou même empilés suivant une disposition d'origine qui rappelle celle des « tors ». Leur taille qui atteint ou dépasse couramment le mètre, reflète bien un fort espacement des diaclases. A ce niveau, l'action des glaciers semble avoir été ici des plus limitées. Quant au gel, il s'est montré peu efficace tant que le gneiss n'était pas traversé par des zones de broyage ou des fractures. C'est d'ailleurs une conclusion analogue qui se dégage d'une étude détaillée des cirques de la région [H. R. Thompson, 430]. Thompson a tout à fait raison de dire que le Foinaven, malgré des conditions climatiques très favorables au Quaternaire, n'a pas de cirques typiques et aussi caractéristiques que ceux du Lake District pourtant situé bien plus au Sud. Si les parois taillées dans les quartzites sont raides, les planchers gneissiques ne montrent pas de surcreusement net et ont apparemment fort peu souffert de l'érosion glaciaire qui s'est contenté de les polir. Les seules exceptions concernent justement des gneiss affaiblis par des plans d'écrasement. Ajoutons que si l'orientation vers le Nord-Est domine, elle n'est pas obligatoirement d'origine purement climatique, car la disposition dissymétrique avec drainage d'un seul côté peut en être partiellement responsable. Il est significatif que pour le grand cirque composé du Loch an Easain Uaine, les parois les plus raides sont exposées à l'Ouest, en raison de l'inclinaison des quartzites.

Est-ce à dire que par action différentielle du gel au Quaternaire la surface infracambrienne ait pu être exhumée ? localement il semble que oui. Au Ceann Garbh, où la topographie est directement dérivée de cette surface, ce n'est toutefois pas certain, car il resterait à expliquer le nettoyage des débris de quartzite par la glace. Or la compétence n'intervient pas dans l'évacuation des débris par les glaciers et certains blocs de gneiss n'y ont été qu'un peu dérangés.

Par contre, sur le flanc ouest du Cranstackie, le contact entre gneiss et quartzite qui est parfois marqué par une étroite banquette couverte de végétation plongeant vers le Sud-Est, a pu être nettoyé au fur et à mesure des progrès de la gélivation, grâce à la position sur le versant d'une vallée glaciaire. Le côté ouest du Ben Arkle offre à cet égard un extraodinaire schématisme *(photo 4)*. Les quartzites bordés d'éboulis blancs sont en retrait par rapport au plan incliné de gneiss sur lequel ils reposent. Ils laissent ainsi en saillie une belle banquette régulière de socle au niveau de laquelle se raccorde un grand ravin désormais sec entaillant les quartzites. Il est clair que la largeur de la banquette mesure ici le recul dû à la période froide, car sous tout autre climat

les quartzites auraient été plus durs que le gneiss. La position culminante du Cambrien inférieur quartzitique dans tous les environs est donc héritée d'un système morphogénétique antérieur au Quaternaire.

c. La région du Loch Assynt

Ce vaste ensemble, limité à l'Ouest par les baies d'Eddrachilis et d'Enard, et à l'intérieur, par le chapelet en arc de cercle de lacs depuis le Loch Ailsh jusqu'au Loch Glencoul, n'est pas sans présenter quelques analogies avec la région qui vient d'être étudiée. Nous retrouvons la même opposition entre un bas plateau côtier et des montagnes raides qui se dressent brusquement en arrière; la même disposition rubannée d'un socle lardé de dykes et traversé par un réseau orthogonal de fractures qui oriente l'hydrographie. Néanmoins, la structure est beaucoup plus compliquée dans la zone des charriages, en raison de la présence d'un grand anticlinal, contemporain des déplacements qui a permis à une série de nappes inférieures d'affleurer en une demi-fenêtre de plus de 10 km de largeur. Le grand rentrant que forme le charriage de Moine laisse apparaître dans toute son ampleur et sa complexité la structure charriée la plus belle de Grande-Bretagne.

Une telle complication retentit sur la variété des formes, d'autant que l'anticlinal transversal qui avait déjà joué avant le dépôt du Cambrien a dû fonctionner bien après les bouleversements des charriages en favorisant la dissection. Aussi rencontrons-nous, avant d'aborder les montagnes de la zone charriée proprement dite, un beau cortège d'inselbergs qui dressent leur silhouette étrange au-dessus du plateau rocheux de l'Ouest. L'existence de deux bassins intérieurs d'érosion différentielle taillés dans les calcaires et dolomies du Cambrien complète le tableau d'une région qui peut être considérée comme le « résumé » de la morphologie de la bande côtière nord-ouest.

Le plateau côtier de l'Ouest.

Sur le plateau côtier de l'Ouest, le décapage de la couverture torridonienne a été assez poussé, car le socle lewisien affleure très largement. On peut noter toutefois que contrairement à ce qui se produit plus au Nord, le Cambrien ne repose pas directement sur le gneiss, mais par l'intermédiaire d'un plan de discordance angulaire marqué (10-15°), sur les couches subhorizontales de grès ou de conglomérat torridonien. Ce recoupement, lit par lit, est bien visible sur la retombée sud-est du Quinag et du Canisp, où il introduit dans les formes une asymétrie caractéristique. Si l'exhumation du socle de dessous sa couverture torridonienne est donc postérieure au Cambrien, il y avait eu pourtant au préalable un amincissement des couches gréseuses suivant un axe qui est précisément celui du grand anticlinal transversal : sous les quartzites, le Torridonien est bien plus épais au Quinag et surtout dans le Coigach plus au Sud, que dans les régions intermédiaires comme le Canisp. Par ce jeu précoce pourrait s'expliquer la disparition du Torridonien dans les environs de Loch Inver, alors que les grès subsistent curieusement de part et d'autre dans les presqu'îles de Stoer et de Rhu More. De toute façon pour comprendre l'existence de ces péninsules gréseuses, il faut faire appel à un plongement rapide du socle vers l'Ouest qui permet au Torridonien d'accroître considérablement son épaisseur dans cette direction (v. p. 46-47). En résumé, et sans tenir compte des inégalités de détail pour le moment, le gneiss lewisien plonge dans deux directions différentes : vers le Sud assez doucement et avec une remontée légère suivant l'axe de l'anticlinal d'Assynt, vers l'Ouest beaucoup plus rapidement le long d'une véritable flexure marginale en bordure du Minch (1).

Le bas plateau se suit d'Eddrachilis Bay au Coigach sans discontinuité à une altitude d'ensemble régulière comprise généralement entre 130 et 150 m. On ne peut songer à l'interpréter comme une surface d'exhumation du Torridonien pour plusieurs raisons : 1) A plusieurs endroits, il mord sur le grès sans qu'il y ait un changement quelconque d'altitude. Ainsi dans la presqu'île de Stoer, le contact se marque dans le détail du paysage, mais il n'y a de toute évidence qu'une seule et même surface de part et d'autre, et le rapport est le même *mutatis mutandis* qu'entre Handa Island et le Mainland un peu plus au Nord. Les bancs de grès inclinés vers l'Ouest sont d'ailleurs nettement recoupés à Stoer et une faille séparant deux groupes de Torridonien est nivelée. De la même manière, les parties hautes de la péninsule de Rhu More de grès, prolongent le plateau qui est plus à l'Est. En bordure du Loch Assynt où le plateau s'insinue plus loin en arrière, on retrouve le même niveau non seulement sur des grès, mais encore sur des calcaires immédiatement au Nord d'Inchnadamph. 2) Ce plateau d'érosion vient buter parfois contre des versants raides taillés dans le gneiss. C'est ce qu'on observe au pied du Quinag vers le Loch an Leothaid. 3) La surface infratorridonienne est loin d'avoir la régularité qui caractérise le plateau. De multiples exemples nous le montreront et en particulier les environs de Clashnessie et de Stoer. Avant d'analyser ce contact, il est logique de conclure que la surface du plateau côtier représente

(1) Cet accident est accompagné dans la presqu'île de Stoer d'une faille parallèle dont la direction est sensiblement la même que celle supposée à Sound of Handa plus au Nord.

un aplanissement, que ses caractères et son altitude poussent à interpréter comme le prolongement du niveau pliocène déjà largement représenté au Nord.

Entre les baies de Clashnessis et de Stoer, le contact du socle avec les grès et conglomérats du groupe Diabaig est aisément visible, quand il n'est pas masqué par des éboulis de Torridonien. Apparemment, nous avons là une bordure de socle des plus classiques. Le Torridonien à pendage ouest prononcé se traduit par une série de ressauts de quelques mètres chacun, tournés vers l'Est ou le Sud-Est. Les escarpements sont lourds mais peuvent localement être subverticaux. Au pied, se suit une dépression modeste jalonnée par des tourbières et quelques petits lacs (exemple Lochan Sgeireach). En fait, contrairement à toute attente, la surface infra-torridonienne joue un rôle des plus limités dans le relief car l'exhumation du socle a été fort difficile. Le matériel sédimentaire de base est presqu'aussi résistant que le gneiss; la topographie du socle sous-jacent est très irrégulière et le plongement souvent fort rapide.

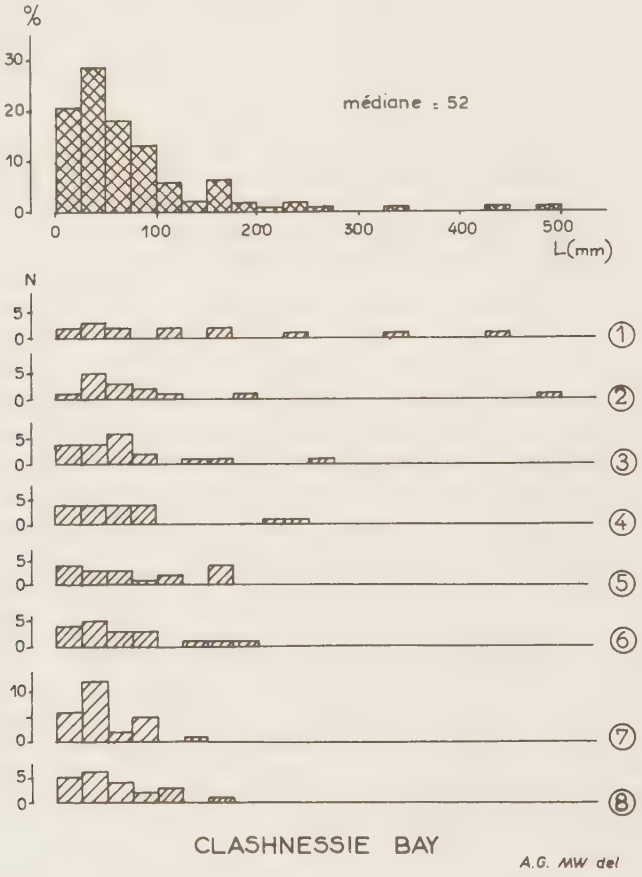


Fig. 42 — *Conglomérat de base du Torridonien à Clashnessie Bay :*
longueur apparente des éléments supérieurs à 10 mm. En haut, histogramme d'ensemble.
En bas, huit sections d'un mètre, avec histogrammes partiels.

Tout le long de l'escarpement qui domine Clashnessie Bay, le Torridonien est formé d'un conglomérat grossier à éléments gneissiques plus ou moins arrondis. Le matériel est assez hétérométrique comme le montrent quelques mesures linéaires *(fig. 42)*. L'émoussé des galets de gneiss est très variable d'un point à l'autre, mais en général il reste relativement peu élevé. Un prélèvement effectué aux environs de la cote 155 donne néanmoins une médiane de 350 (8 % de très usés avec indice supérieur à 500). Comme dans la région du Cap Wrath, l'aplatissement est médiocre, mais les valeurs des différents indices sont assez bien groupées *(fig. 43)*. Nous retrouvons les caractères d'une formation de type continental déposée rapidement dans des conditions de forte turbulence [A. Godard, 170]. D'une manière générale, l'ensemble du matériel a une grande résistance et il est presque impossible de détacher les galets sans les casser. Il faut donc se contenter de chercher ceux qui ont été libérés naturellement. La rigidité du poudingue est telle qu'il arrive fréquemment que des diaclases recoupent à l'emporte pièce ciment et galets. Mais les faciès changent rapidement et il n'est pas rare de rencontrer à quelques centaines de mètres de distance, parfois à moins de 20 m, des brèches très résistantes d'éléments

PHOTO 4. — *Le flanc méridional du B. Arkle.*
Vue prise du Loch Stack vers le Nord-Est. Noter la banquette inclinée de gneiss lewisien dégagée par le recul quaternaire des quartzites

PHOTO 5. — *Détail de contact entre le conglomérat de base du Torridonien* (à gauche) *et le gneiss lewisien* (à droite) *à Clachtoll.*
Vue vers le Nord.

anguleux orientés dans tous les sens et des grès fins un peu moins durs. Cette juxtaposition vient du caractère de la sédimentation, mais aussi du pendage. La surface de base dans le gneiss peut elle-même avoir de inclinaisons fort variables comprises entre 20° et 70°. Parfois, la descente est si rapide qu'on est obligé d'admettre l'existence d'une faille : ainsi le long du vallon d'Anchnacainin, les bancs gréseux qui plongent à 20° vers le Nord-Ouest s'arrêtent brusquement contre le socle. Si l'on suit le contact gneiss-Torridonien depuis la baie de Stoer jusqu'à un kilomètre au Nord-Est de Rienachait, sur un peu plus de 2,5 km, on peut observer trois types de bordures : 1) Quand le gneiss est recouvert directement par une brèche inclinée à plus de 30°, cette formation aussi résistante que le Lewisien reste plaquée sur lui et aucun élément de surface prétorridonienne ne peut être dégagé. Si un creux existe, il ne jalonne pas le contact mais le début des grès à faciès fin en arrière des brèches. On peut voir très clairement à l'Est de Clachtoll comment la surface topographique actuelle recoupe sous un angle franc le contact incliné *(photo 5)*. 2) Quand le grès fin repose sur le gneiss, une banquette de topographie prétorridonienne peut être exhumée localement mais sur quelques dizaines de mètres tout au plus. Encore faut-il que l'inclinaison ne soit pas trop forte. Ainsi vers Rienachait, le Torridonien grimpe sur une colline de gneiss d'une centaine de mètres d'altitude. 3) Un troisième type morphologique caractérisé par d'épais conglomérats recouvrant le socle existe au Nord du Loch a'Mhi Runaich mais surtout en bordure de Clashnessie Bay. Contrairement à la brèche grossière restée solidaire du gneiss et qui a été modelée comme lui en roche polie, les poudingues traversés par des diaclases se sont montrés plus sensibles au gel. Ils ont donc reculé au Quaternaire en donnant naissance à de petits escarpements qui ont laissé devant eux un gneiss à peu près intact.

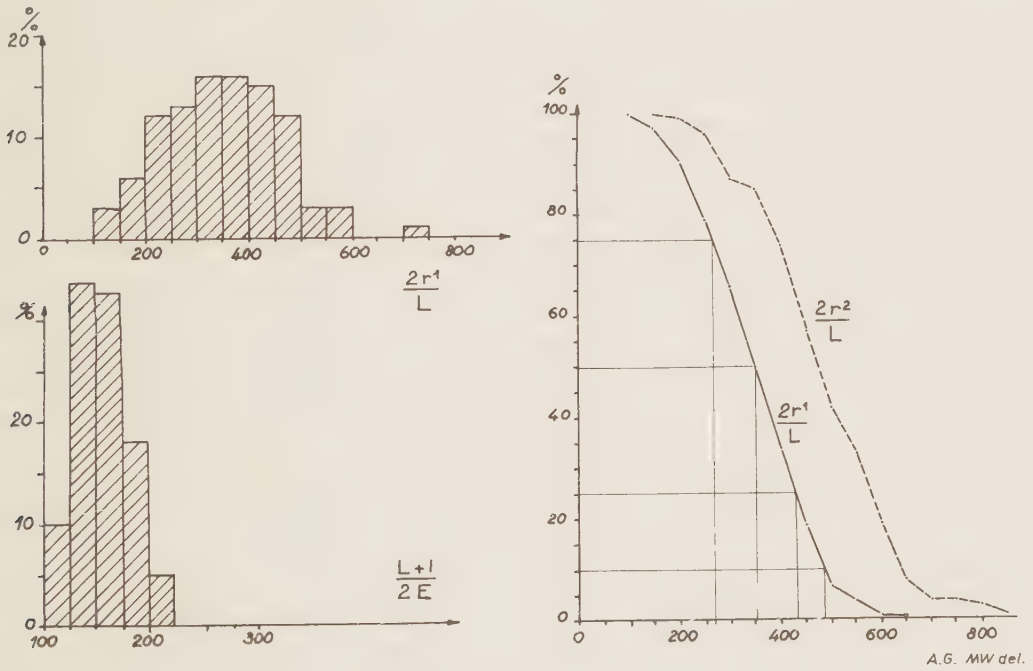


Fig. 43. — *Conglomérat de Torridonien. Presqu'île de Rhu Stoer.*
Emoussés et aplatissement des galets de gneiss (40-100 mm).

La morphologie du gneiss lewisien est avant tout commandée par la présence de nombreux plans de faiblesse. Ce facteur joue à deux échelles différentes : d'une part la densité des diaclases semble déterminer la résistance globale de la roche, d'autre part les grandes lignes fragiles (fractures suivies ou non par des dykes) imposent à la topographie une disposition rubannée, à l'hydrographie des alignements.

Afin de vérifier expérimentalement l'influence des diaclases, nous avons procédé à des mesures systématiques, suivant un cheminement nord-sud dans une région appropriée. Le secteur qui a été retenu est compris entre la vallée de la rivière Inver et le plateau qui se trouve au pied du Suilven. L'aplanissement inférieur (pliocène ?) se termine là vers l'Est par une série de grands festons séparés les uns des autres par des lanières d'altitude plus élevée mais de topographie régulière qui sont des vestiges d'aplanissements plus anciens. En mesurant la densité des diaclases au mètre sur les parois rocheuses verticales ou subverticales, on obtient des résultats cohérents. Par contre, les mesures effectuées sur la surface des roches polies ne donnent pas des chiffres significatifs. Il faudrait évidemment multiplier ces mesures pour pouvoir généraliser.

Médiane du nombre de diaclases au mètre dans le gneiss lewisien

	Bandes de topographie déprimée			Lanières en saillie	
	Environs de l'Allt an Tiaghaich	Sud d'Inver-uplan	Environs du Loch an Leothaid	Cnoc an Leothaid	Meall nan Leapaichean
Parois	11	11	8	5	4
Surfaces	10		9	8	5

Comme au Nord du Loch Cairnbawn, la morphologie du plateau côtier est profondément marquée par les alignements de la structure : failles et dykes qui se traduisent par des creux allongés plus ou moins continus. Depuis le sommet du Quinag on aperçoit très bien, vers l'Ouest, ce type de relief rocheux buriné de vieilles cicatrices parallèles. L'orientation nettement dominante WNW-ESE ne correspond pas toujours à des accidents de même nature et de même âge. Ainsi la faille majeure qui est soulignée par la présence du Loch Assynt allongé, se poursuit non seulement jusqu'au Loch Poll, mais aussi vers le Sud-Est où elle dénivelle des terrains charriés. Elle est parrallèle à la faille qui limite le Loch Glencoul au Nord-Est, et qui, elle aussi, affecte les charriages. Au contraire le grand alignement de lacs qui se suit depuis le Cam Loch jusqu'au Fionn Loch est une ligne de broyage prétorridonienne qui n'est plus visible au-delà de la limite des charriages. Quand ces vieilles cicatrices sont orientées W-E, elles ne sont pas aussi bien mises en valeur. La continuité topographique du creux sur plusieurs kilomètres ou dizaines de kilomètres fait parfois illusion : la belle dépression rectiligne Cam Loch-Fionn Loch se poursuit jusqu'à la côte (Loch Inver) mais la faille est relayée par des dykes de roche ultrabasique. Les dykes se traduisent souvent dans la topographie par des creux. La partie inférieure de la petite vallée de l'Allt Gleann an Strathain en est un exemple très démonstratif. Toutefois, dans le détail on s'aperçoit parfois que ce n'est pas le dyke lui-même, mais les contacts fragilisés avec le gneiss encaissant, qui déterminent les sillons. Aussi le grand dyke basique de Rientraid apparaît clairement sur le versant qui conduit au Loch Cairnbawn, sous forme d'un alignement d'encoches. Mais à y regarder de près, on constate que la dolérite n'est pas toujours très décomposée alors que le gneiss à proximité est très divisé et souvent très altéré. C'est donc la zone de faiblesse utilisée par le dyke qui a été exploitée par érosion différentielle. Les intrusions de roches ultrabasiques présentent des exemples d'adaptation très fidèle : au Gleann Ardbhair la vallée exploite étroitement un dyke généralement pourri entre deux versants de gneiss sain; à l'Allt na h Airbhe, il en est de même. Cette dernière vallée fait partie d'un ensemble qui forme une magnifique coupure que l'on peut suivre dans la topographie et l'hydrographie depuis le Loch an Ordain jusqu'au-delà de la rivière Inver non loin du Loch an Leothaid, sur plus de 8 kilomètres. L'encoche dissymétrique du Lochan Sgeireach qui interrompt la continuité du versant est particulièrement claire : utilisée comme col de diffluence par la glace, elle a été nettoyée de son manteau de roches pourries qui devait y exister et qui est encore présent en contrebas dans les environs de Rhicarn. Aussi l'évolution s'est-elle poursuivie au Tardiglaciaire sous forme d'une action mécanique qui a laissé de gros éboulis irréguliers comme témoins.

Les accidents orientés perpendiculairement Nord-Est - Sud-Ouest comptent moins dans le relief. Si l'extrémité occidentale du Loch Assynt bizarrement dessinée « en coin » est peut-être en relation avec une faille de cette direction, c'est surtout plus à l'Ouest, dans les environs du Loch Crocach, que le quadrillage des formes est bien net. Le Loch Crocach lui-même épouse une faille dont le tracé en creux se suit jusqu'à la mer. Au lieu de rencontre avec le grand dyke WNW-ESE étudié précédemment, à Rhicarn, s'observe un élargissement.

Dans les mêmes termes que ceux que nous avons rencontrés pour le plateau côtier plus au Nord, se pose ici le problème de l'altération *in situ* des roches cristallines. Fréquemment, et en particulier le long des lignes de faiblesse, la roche en place apparaît profondément altérée ou même décomposée. Le long de l'Allt a Ghamhna, une vallée de ligne de faille, on peut noter par endroits jusqu'à 5 m de gneiss brisé et pourri sous la moraine ou le head. Dans le bas du versant nord du Loch Assynt, vers Tumore, il y a également des restes non équivoques de décomposition *in situ* sur 2,5 m de hauteur, mais le gneiss a été fragilisé par des plans de faiblesse dont certains sont utilisés par des dykes.

Vu leur sensibilité à l'érosion chimique, ces derniers se montrent favorables à une profonde décomposition. Ainsi, sur le plateau au Nord-Est du Gleann Leireag, dans une position d'ailleurs fort exposée, des coupes fraîches permettent de voir comment la dolérite a profité des zones de faiblesse pour s'introduire dans le gneiss le long des diaclases ou même au cœur de petits anticlinaux. Roches basiques et gneiss sont dans un état fort avancé d'altération qui permet l'exploitation de ces roches comme ballast avec une simple pelle. Les dykes sont généralement réduits à l'état de terre brune à l'exception du cœur ou au contraire de la couronne (1). Au-dessus de ces zones pourries, qui peuvent atteindre 3 m de hauteur, s'observe un manteau morainique d'origine étrangère proche (blocs de Torridonien venus sans doute du Quinag). Il importe de signaler que la moraine

(1) Fréquemment apparaît dans les roches basiques une belle décomposition en boules : entre autres exemples, quelques belles coupes sur le plateau de Drumbeg.

ne coiffe pas partout la roche pourrie. On ne peut donc rapporter cette profonde altération à un simple phénomène de crypto-décomposition sous la moraine, même en tenant compte de l'humidité du climat. D'ailleurs l'épaisseur de la zone altérée nous interdit de penser à un phénomène entièrement postglaciaire ou même interglaciaire. Une fois de plus, nous trouvons, dans une région pourtant typiquement glaciée et qui n'est pas spécialement abritée, des preuves solides d'un travail incomplet de la glace sur des matériaux pourtant meubles au moins dans les conditions climatiques actuelles. Dans ces conditons, la bonne conservation d'ensemble du niveau d'aplanissement du plateau se comprend mieux. Mais comment dater ce niveau que l'on suppose pliocène ? La prédominance nette d'illite parmi les argiles des produits de décomposition, la présence de vermiculite avec quelques interstratifiés de transition, rappellent les types d'altération décrits dans les sols podzoliques sous climat tempéré et humide *(v. tableau VIII)*. Or l'épaisseur de ces arènes de socle suppose une durée prolongée d'altération peu compatible avec la brièveté de la période postglaciaire. Le Grand Interglaciaire Mindel-Riss lui-même semble avoir été trop court pour conduire à de pareils manteaux. Il serait donc raisonnable de remonter au moins jusqu'au Villafranchien où ce type d'altération est d'ailleurs connu [177]. Comme à la latitude de l'Ecosse du Nord, la fin du Tertiaire était déjà marquée par des climats assez frais, il n'est même pas interdit de remonter un peu plus loin, dans le Pliocène. Mais les paléosols sur roche-mère calcaire rencontrés à Durness et ceux que nous allons voir à Inchnadamph témoignent d'un climat différent nettement plus chaud. Pourtant ils jalonnent le même niveau d'aplanissement inférieur. Force nous est donc de conclure qu'après l'élaboration de cette surface au Pliocène, l'altération s'est poursuivie pendant le Villafranchien et jusqu'à l'arrivée des glaciers. Grâce à la présence des fissures et fentes karstiques les paléosols plus anciens se sont maintenus dans les affleurements calcaires.

Bien entendu, il n'y a aucune raion de penser que la décomposition n'ait pas continué pendant les interglaciaires, entre deux « nettoyages » incomplets par les glaciers, et même au Postglaciaire. Ainsi pourrait s'expliquer l'altération qui affecte certains éléments rocheux de topographie glaciaire aux environs de Rientraid et dans la vallée du Gleann Ardbhair.

Il est certain que les glaciations quaternaires ont dû provoquer une désorganisation du réseau hydrographique en certains endroits du plateau. A. J. Boyd en décrit une typique dans la région du Fionn Loch [65]. Pour lui, la gorge de la rivière Kirkaig n'est que le déversoir récent d'un ancien lac étendu groupant les trois lochs actuels Fionn, Veyatie et Cam. L'ancien cours de l'émissaire qui suivait le tracé des dykes basiques dans le prolongement du Fionn Loch a laissé une gorge morte. C'est la glace qui par son barrage et l'eau de fonte qu'elle fournissait aurait provoqué le déversement du trop plein dans les chenaux maintenant secs au Sud-Ouest et dans la partie inférieure de la vallée de la rivière Kirkaig qui existait déjà avant la glaciation. Le creusement de la gorge aurait abaissé par des saccades qu'enregistrent des restes de terrasses, le niveau du grand lac fractionné peu à peu en petits lacs résiduels. Dans ce genre de reconstitution, la difficulté consiste à apprécier dans le travail efectué par l'eau, la part du creusement postglaciaire et celle des incisions datant du Quaternaire froid. Comme les formes sont souvent très voisines la distinction est des plus délicates. Il ne semble pas que l'érosion linéaire postglaciaire dans une roche en place comme le gneiss, soit très importante et il serait imprudent de rapporter à l'époque actuelle toute entaille qui tranche le modelé glaciaire. Les eaux de fonte ont été très importantes dans des processus qui peuvent être classés comme pro- ou sous-glaciaires et Boyd a raison de replacer les vicissitudes du drainage dans le cadre de la période froide. Examinons l'émissaire du Loch Buine Moire. Sur le verrou qui barre le lac dans une direction NE-SW, il glisse en cascade sans entailler la roche en place. Voilà qui en dit long sur l'efficacité du creusement postglaciaire. Il est vrai que le cours d'eau est modeste. Mais avec des rivières plus importantes, il faut toujours envisager la possibilité d'un creusement ancien, repris par la suite. Dans la gorge de la rivière Inver par exemple, on observe des roches polies presque jusqu'en bas; et en amont, vers Inveruplan, existent des vestiges de chenaux d'eau de fonte taillée dans le gneiss ou les dykes.

Les inselbergs allongés.

Les buttes ou montagnes isolées qui sont en arrière du plateau forment de véritables inselbergs allongés suivant la trame dominante du socle, c'est-à-dire dans une direction WNW-ESE ou Nord-Ouest - Sud-Est. On peut les considérer comme des résidus de « montagnes-éperons » détachés des massifs de l'arrière-pays par l'élargissement de bassins intérieurs façonnés aux dépens de roches relativement tendres de la couverture cambrienne charriée, et d'une manière plus générale par la pénétration de l'aplanissement pliocène vers l'Est à la faveur de certains axes de drainage. La dissection qui accompagne les principales vallées n'a fait qu'accentuer leur isolement en sculptant le « piédestal » caractéristique qui met en valeur leur haute et fière stature.

Il y a tout intérêt à commencer l'étude de ces inselbergs par un exemple simple où la structure n'introduit pas trop de complications locales qui nuiraient à l'analyse des caractères spécifiques. *Le Suilven*, presqu'exclusivement formé de Torridonien, répond bien à ces conditions. Sa position avancée à l'Ouest, ses formes simples

qui rappellent celles d'un château-fort perché, ses dimensions relativement réduites (longueur = 2,5 km) en font l'inselberg le plus typique de la région *(fig. 44)*. Malheureusement, il est difficile d'accès et il faut se résoudre à marcher à travers les rochers, la tourbe et les ruisseaux pendant une journée pour aller le voir de près. Vu de l'Ouest, des environs de Loch Inver, sa silhouette est très imposante et caractéristique, et dans la famille des inselbergs qui l'entourent, le Suilven apparaît comme le plus élancé, le moins massif *(photo 6)*. Pourtant le sommet ne dépasse guère 730 m, mais l'élément de plateau faiblement incliné sur lequel il repose est à 300 m à peine. L'étroitesse de la forme (largeur = 500 m au maximum) augmente encore l'impression de raideur des pentes. Les versants apparaissent d'ailleurs d'autant mieux comme des parois que les éboulis sont rares et n'occupent qu'une faible proportion.

En effet, l'angle de base a été, au moins du côté nord, nettoyé par le passage de la glace qui a laissé comme traces un chapelet de petits lacs au pied même du Suilven. Si l'on fait abstraction du mince placage d'éboulis en grande partie tardiglaciaires ou même postglaciaires, on doit avoir, dans la partie occidentale, un knick d'au moins 70°.

Comme, vu de face, le Suilven semble être une butte de Torridonien posée sur le gneiss ont est tenté d'interpréter l'élément de plateau régulier qui est à la base comme un beau vestige de surface prétorridonienne exhumée, et par analogie d'étendre cette surface au pied du Canisp et du B. Gharbh où la topographie se présente sous des aspects très voisins. En 1955, nous avions interprété le paysage de cette façon [170]. Mais il y a lieu d'apporter quelques retouches à cette manière de voir, pour plusieurs raisons. 1) Ces lanières résiduelles qui sont à 300-320 m d'altitude sont beaucoup trop planes pour être confondues avec une surface dont nous avons souligné à Stoer le caractère irrégulier. Aux environs, entre la dépression du Cam Loch et celle du Lochan Fada, la topographie prétorridonienne est aussi fort inégale. 2) Au Suilven, ce résidu de plateau monte très lentement et régulièrement vers le Sud-Est. On le retrouve en arrière de la butte tronquant des grès torridoniens et des sills de felsite intercalés, vers 320 m d'altitude (Meall na Braclaich). 3) Sur la paroi nord du Suilven, on voit clairement le socle lewisien participer au versant de l'inselberg en raison de la présence d'une faille postorridonienne transversale qui étrangle la butte. 4) un examen attentif au pied du Suilven, du côté nord et du côté ouest, permet de saisir la véritable nature du knick. Ce dernier n'est pas structural il est taillé *dans le grès* et l'aplanissement du pourtour mord sur le Torridonien formant ainsi une banquette de plus de 50 m de large par endroits, au pied du versant raide. Comme cette banquette gréseuse est nue, on peut voir très clairement qu'un seul et même niveau tronque les croupes polies et claires du gneiss et les bancs massifs brun-rouges du Torridonien *(photo 7)*. Il y a bien au contact des deux formations un léger creux tourbeux qui provient sans doute du recul du grès fin et massif au Quaternaire sous l'action du gel, mais c'est un détail dans un ensemble qui a été nettoyé mais à peine modifié par le passage de la glace. La surface de la banquette recoupe ici sous un angle d'environ 4° le pendage du Torridonien; aussi a-t-elle pu reprendre dans le gneiss des éléments prétorridoniens sous forme d'aplanissement dérivé. Mais cette coïncidence n'est que purement locale et à quelques kilomètres de là, la topographie infratorridonienne se situe sur un tout autre plan qui ne permet plus la confusion. D'ailleurs en avant du Suilven, il est facile d'observer que l'unité topographique de la lanière de plateau qui sert de piédestal à la montagne est sans rapport avec la géologie, puisque du grès on passe sans transition, par une faille nivelée, au gneiss.

Ce niveau d'érosion bien représenté de part et d'autre du Suilven, se retrouve à des altitudes analogues au pied des autres inselbergs de la région : on le voit à 320 m au Creag nan Dearcag à l'Ouest du Stac Pollaidh; à la même altitude au pied du Cul Mor sous forme de replat dans le grès. Au Nord-Ouest du B. Gharbh, il est également présent (Leàthad Buidhe) à 300-320 m. Par contre, on ne le rencontre pas aux alentours immédiats du Canisp où il est remplacé par la surface intermédiaire. Autour du Quinag, il subsiste sous forme de replats taillés dans le gneiss à 320 m au Nord et à l'Ouest, et dans les quartzites et calcaires à l'Est vers 300 m. Il y a donc une indéniable unité dans le paysage de la région, grâce à la coexistence de deux formes caractéristiques : les inselbergs et la surface d'aplanissement bien nette qui est au pied. Partout, cette dernière se présente sous deux aspects : 1) des lanières résiduelles de plateau en avant, et parfois en arrière, des montagnes isolées, c'est-à-dire à l'Ouest ou au Nord-Ouest et au Sud-Est; 2) d'étroites banquettes latérales dans les autres directions. Par son altitude et surtout par sa position caractéristique de replat non structural perché au-dessus de la surface inférieure pliocène, ce niveau d'aplanissement rappelle très exactement celui que nous avons rencontré plus au Nord dans la région du Cap Wrath et surtout à l'Est du Loch Eriboll. Ce replat nous apparaît ici comme le reste d'un aplanissement parfaitement défini qui doit probablement la netteté et la rigidité de ses formes à des processus de type tropical semi-aride. Toutes ces buttes isolées sont essentiellement formées de Torridonien. Au moins dans le cas du Canisp et du Suilven, il n'y a pas d'inversion du relief caractérisée et les inselbergs ne jalonnent pas des creux profonds de la surface infratorridonienne. Le grès perché, sans avoir besoin d'un chapeau de quartzite au Quinag et au Suilven comme au B. Dreavie plus au Nord, « protège » le socle gneissique par en-dessous. Comment comprendre cette position culminante sous notre climat ? Elle est aberrante, puisqu'au sommet du Quinag comme à celui du B. Dreavie le Torridonien libère, malgré sa résistance, des galets et des grains en quantité assez importante, alors que le gneiss reste intact. Les climats froids

PHOTO 6. — *Le cortège d'inselbergs.*
(Canisp, Suilven, Cul Mor et Cul Beag), dominant le plateau côtier d'érosion, où s'observe la topographie de « knobs and lochans ». Vue prise vers le Sud-Ouest.

PHOTO 7. — *Le knick du flanc nord du Suilven.*
Détail du contact entre les bancs de Torridonien (au deuxième plan à droite) et le gneiss lewisien (roches polies, claires au premier plan et à gauche). Les deux formations sont tronquées par le même aplanissement « écossais ».

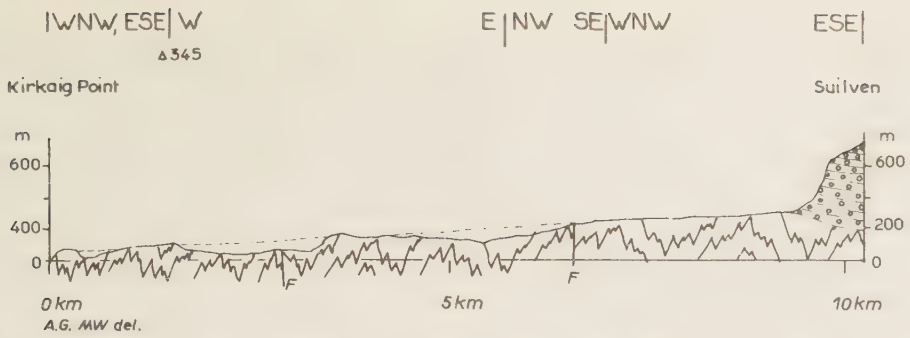


FIG. 44 — *Coupe montrant le contact entre le plateau côtier et le Suilven.*

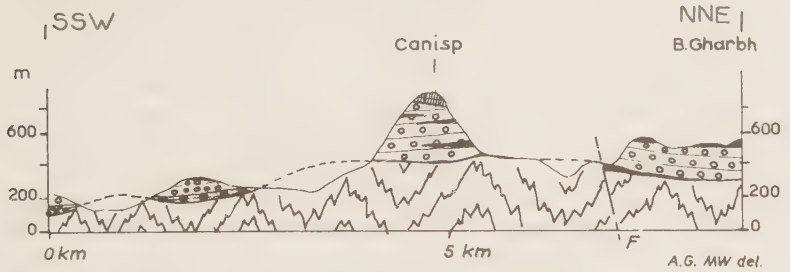


FIG. 45. — *Coupe montrant comment les inselbergs du Canisp et du B. Gharbh reposent sur le plateau côtier.*

du Quaternaire sont encore bien moins favorables, puisqu'en maints endroits la sensibilité relativement grande du Torridonien au gel a permis une petite exhumation de la topographie prétorridonienne taillée dans le gneiss. Ni les climats de l'époque froide Quaternaire, ni même les climats frais et humides du Postglaciaire, du Villafranchien et de la fin du Pliocène, ne peuvent rendre compte des formes. Le paysage actuel est en déséquilibre avec ces systèmes morphogénétiques. Il faut donc remonter assez loin dans le Tertiaire — peut-être jusqu'au Miocène — pour avoir un climat répondant aux conditions nécessaires en Ecosse. Faute de dépôts corrélatifs, nous devons nous contenter de désigner ce niveau sous le terme volontairement vague de « surface écossaise ». L'emboîtement actuel des formes traduit une évolution compliquée, qui comporte les étapes suivantes :

— à la fin du Miocène (?), développement d'un aplanissment de type semi-aride le long des principales zones de faiblesse du socle. Des inselbergs restent à l'écart en prenant une forme allongée très caractéristique. Localement, il peut y avoir coïncidence des bandes aplanies avec des creux de la topographie prétorridonienne.

— avec un climat plus humide et plus frais, un réseau hydrographique s'organise en fonction de la topographie existante, donc suivant les lignes de failles et de fractures du socle. Une importante dissection (de l'ordre de 150 m) ne laisse subsister la surface écossaise qu'à l'état de lanières, le long des interfluves allongés, de part et d'autre des inselbergs. A la faveur de ces axes de drainage se développe la surface pliocène toujours suivant la même orientation de la trame du socle.

— les glaciers empruntent le même chemin puisqu'il s'accorde assez bien avec leur déplacement d'Est en Ouest. Ils retouchent les parties les plus altérées des fonds de vallées, en désorganisant le drainage à l'aide des eaux de fonte, emportent les éboulis dégringolés des versants raides des inselbergs, nettoient les banquettes d'érosion mais laissent intacts les aplanissements perchés longitudinaux, surtout ceux qui sont « à l'abri » des montagnes isolées. Localement, la gélifraction, agissant sur le grès, a pu exhumer sur quelques dizaines de mètres des éléments réduits de topographie prétorridonienne, protégés paradoxalement par leur position perchée qui leur permettait en gardant une couverture de grès de rester à l'écart des vicissitudes morphologiques.

Il est frappant de constater dans une telle évolution la remarquable pérennité de l'insertion spatiale des agents d'érosion sous des systèmes morphogénétiques variés.

L'étude des autres inselbergs ne peut apporter que des nuances d'ordre structural au tableau qui vient d'être fait à partir de l'analyse du Suilven.

Plus que d'inselberg, il vaudrait mieux parler d'inselgebirge à propos du *Quinag*, car c'est un véritable massif montagneux qui se divise en trois branches. Il doit sa taille et sa massivité aux caractères du compartiment de socle sous-jacent compris entre deux failles parallèles Nord-Ouest - Sud-Est. Comparativement aux affleurements situés au Sud du Loch Assynt le Lewisien est ici assez pauvre en lignes de faiblesse et en dykes. Le Torridonien logé sur le versant d'un grand creux de la surface prétorridonienne s'est conservé sur une épaisseur

assez considérable. Bien que le socle monte sur le versant nord jusqu'à près de 550 m d'altitude, on peut parler d'inversion de relief, car le volume montagneux est enssentiellement constitué de Torridonien. Ce dernier occupe toute la branche nord et une bonne partie de la branche nord-est. Mais les quartzites inconnus au Suilven apparaissent au Sud-Est en donnant au sommet du Spidean Coinich une allure dissymétrique. Nous retrouvons la montée régulière du Cambrien inférieur incliné à 12-15° vers l'ESE. Elle se traduit par un versant sub-structural rectiligne, formé dans le détail de grosses dalles épaisses (30-50 m), et très voisin du plan de discordance mécanique exhumé des terrains charriés du Cambrien moyen nettement plus tendres. Somme toute, la mise en valeur des quartzites autochtones s'explique par leur intercalation entre deux terrains moins résistants : en arrière, les grès et surtout les shales du Cambrien moyen qui ont servi de surface lubrifiante pour les charriages, en avant les bancs torridoniens. L'escarpement de quartzite se prolonge vers le Nord-Est jusqu'au Loch Glencoul par une cuesta nettement visible dans le paysage (Druin na h Uamha Mòire), mais son commandement diminue rapidement au fur et à mesure que se réduit l'épaisseur du Torridonien. Finalement le Cambrien transgressif repose directement sur le socle. Une faille transversale, orientée Nord-Ouest - Sud-Est, ayant broyé les quartzites, les eaux de fonte du glacier qui a surcreusé la cuvette du Loch na Gainmich en arrière, ont scié la cuesta en une profond gorge. Cette dernière qui est accompagnée de formes inhabituelles pour les quartzites (pinacles, aiguilles) a dû reculer très rapidement mais l'évolution actuelle est pratiquement bloquée au niveau d'une cascade de roche saine, non brisée. Bien entendu, la surface infracambrienne ne joue aucun rôle morphologique au Quinag, car les quartzites sont plus résistants que les grès. Bien que la séparation entre les deux formations soit visible au sommet 2653 et sur la retombée nord-ouest du Spidean Coinich (où elle est jalonnée quelquefois par des petits galets de quartz de 1 à 2 cm), elle ne se marque pas dans la topographie par la moindre exhumation. Quartzites et grès n'ont pas réagi de la même manière aux systèmes d'érosion du Quaternaire froid et du Postglaciaire : les quartzites moins diaclasés ont donné naissance à des débris anguleux de grande taille qui libèrent maintenant un peu de sable blanc; les grès plus fissiles ont fourni des éboulis plus petits et plus fragiles. La « terre » brun-rouge qui provient de la désagrégation des parties les plus fines du ciment est responsable des phénomènes de décollement en petites niches sur le haut des versants et des entailles de ravinement élémentaire qui égratignent les éboulis couverts en les remettant en marche. La dissymétrie des versants du Spidean Coinich ne peut être d'ordre structural, car malgré des pendages orientés vers l'Est, le versant sud-ouest apparaît régulièrement incliné suivant la pente des éboulis de gravité, alors que le versant nord-est est formé d'une succession (très caractéristique du Torridonien) de petits replats structuraux séparés par des parois subverticales. L'origine en est évidemment climatique. Il faut donc considérer la grande paroi très raide et très rectiligne qui limite, sur 3 km, le Quinag du côté sud-ouest, comme une anomalie explicable seulement par le passage d'une grande fracture sans déplacement vertical visible.

De ce côté, le Quinag a toutes les apparences d'un puissant massif montagneux, mais il ne repose pas sur un piédestal comme le Suilven. Pourtant la surface écossaise existe à proximité (Croupe du Creag na h Iolaire et environs : 310-330 m), mais elle a été séparée de l'inselgebirge par le creusement vertical du Gleann Leireag le long d'une faille. A l'Est, le knick est plus net, car l'aplanissement écossais vient cerner la montagne de plus près. Il est bien représenté dans le col qui sépare le Glas Bheinn du Quinag et qui est emprunté par la route. On le voit à 300 m d'altitude biseauter le sommet de la cuesta de quartzite du Druim na h Uamha Mòire et plus à l'Est mordre sur les grès, shales et calcaires de la zone charriée pour s'arrêter brusquement au pied des quartzites charriés du Glas Bheinn.

Au *Canisp*, la structure se complique un peu, puisqu'aux quartzites dont le plan substructural d'exhumation est largement dégagé, s'ajoutent des sills de felsite intercalés dans le Torridonien *(fig. 45)*. Ces filons-couches acides qui ont contribué avec d'autres injections de roches volcaniques au soulèvement local en dôme des environs, arment les couches torridoniennes faiblement inclinées en donnant au profil des versants une forme en escalier. Mais dans l'ensemble, ces petits escarpements comptent assez peu. Comme le Suilven, le Canisp est une butte allongée et isolée, mais il n'a pas du tout la même silhouette. Vu de l'Ouest, il apparaît comme une nef renversée reposant sur un soubassement régulier. Ses éboulis roses contrastent avec les gneiss nus et gris qui sont au pied. Comparé au Suilven, il paraît moins imposant bien qu'étant d'altitude plus forte (846 m). En effet, le plateau qui lui sert de piédestal est plus élevé malgré les intercalations volcaniques, les versants sont moins raides et surtout le knick n'est pas assez marqué pour en faire un inselberg caractéristique. Ce n'est pas l'aplanissement écossais qui est représenté ici tout autour, mais la surface intermédiaire plus ancienne et d'altitude supérieure (470-490 m) qui s'observe également plus à l'Est.

Tout se passe donc comme si nous avions affaire à une butte assez dégradée dont les flancs n'auraient pas été raidis par la morsure de l'aplanissement écossais et par un bon nettoyage de la glace, en raison d'une position relativement en retrait mais perchée.

Plus au Nord, la croupe du *B. Gharbh* a conservé aussi sur son large sommet plat la trace de la surface intermédiaire, sans doute à la faveur d'une grosse feuille de felsite. La descente vers l'ESE est un peu moins

régulière que d'habitude car les bancs de quartzite sont relayés par les sills inclinés dans le même sens qu'eux Un knick marqué sépare à l'Ouest l'élément de plateau du B. Gharbh d'un niveau situé en contrebas et tronquant à la fois le gneiss et le Torridonien lardé de felsite. Ce replat du Leàthad Buidhe fait partie de la surface écossaise. Il a été façonné aux dépens d'une topographie qui remonte vers l'Ouest et peut être dérivée de la topographie prétorridonienne. Les relations morphologiques qui existent entre les bancs de quartzites et les sills de felsite qui les traversent sont assez déconcertantes. La roche volcanique qui forme l'ossature du relief local donne naissance à des escarpements dont la massivité contraste avec l'allure litée des chicots de quartzite. Il y a bien dans les « murs » de felsite découpés par de grandes diaclases espacées, de multiples petites fissures irrégulières liées à la consolidation de la roche, mais au total la densité des fentes n'est guère plus grande que dans les quartzites (respectivement 4 et 6 au mètre). Or en plusieurs endroits, la surface structurale des bancs de quartzite a été dégagée sur une assez grande distance par recul des bourrelets de felsite. Un tel mécanisme ne peut pas être attribué en totalité aux processus de gélifraction. Il semble plutôt que ce soit une question de sensibilité relative à l'érosion chimique qui ait affaibli les sills de felsite. La roche est à gros cristaux porphyroïdes et apparaît souvent altérée superficiellement. Une analyse minéralogique de cette roche publiée par P. A. Sabine montre que la composition comprend 11 % de quartz, 51 % d'albite et 5 % d'hypersthène [390]. Cette variété acide de feuille volcanique très riche en feldspaths (ils forment 78 % du total) a été plus atteinte que les quartzites par les processus de décomposition sous un climat humide préglaciaire de telle sorte que c'est la position sommitale qui devient incompréhensible *(tableau IX, n° 2)*. Les formes majeures ne peuvent donc se concevoir qu'élaborée sous un climat sec; les retouches préglaciaires puis glaciaires ayant modifié les détails sans altérer l'ensemble.

Les deux bassins intérieurs : Inchnadamph et le bassin du Loch Urigill.

Les deux bassins intérieurs que l'on rencontre en bordure du massif montagneux du Ben More Assynt sont liés au dégagement de roches relativement tendres dans un ensemble lithologique particulièrement riche. Tous deux ont conservé des traces non équivoques d'aplanissements tertiaires. Mais celui d'Inchnadamph de taille réduite bien protégé par son cadre montagneux, a mieux gardé la morphologie simple qu'il avait acquise avant le Pliocène, tandis que celui du Loch Urigill, plus vaste, façonné dans des roches variées, placé dans une situation exposée, a été assez défiguré au Pliocène et au Quaternaire.

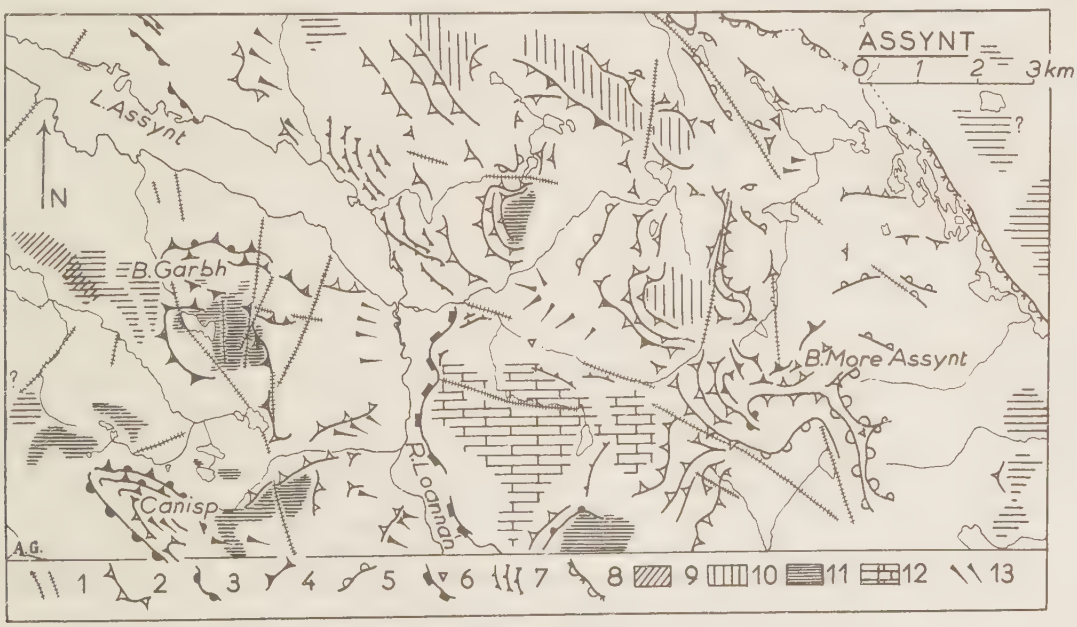


Fig. 46. — *Le centre de la région d'Assynt.*

1 : principaux creux de fracture (les dykes de l'avant-pays n'ont pas été cartographiés); 2 : escarpement de quartzite; 3 : abrupt de Torridonien; 4 : escarpement de felsite; 5 : versant raide taillé dans le gneiss lewisien; 6 : corniche de calcaire dolomitique et perte de la riv. Traligill; 7 : crête dissymétrique en rapport avec une écaille dans le calcaire et les sédiments associés du Cambrien; 8 : bourrelet lourd de gneiss moinien le long du charriage de Moine; 9 : éléments dérivés de la topographie prétorridonienne; 10 : restes d'une haute surface d'érosion vers 700 m; 11 : surface intermédiaire; 12 : surface prépliocène dans des terrains variés ou dans le calcaire du bassin d'inchnadamph; 13 : éléments de pente substructurale dans les quartzites inclinés (la pointe correspond à la direction du pendage et de la pente).

Inchnadamph est dominé au Sud-Est par un petit plateau dont le dessin est celui d'un triangle équilatéral de 4,5 km de côté *(fig. 46)*. Taillé dans les calcaires et dolomies du Cambro-Ordovicien, il constitue un bel exemple de bassin d'érosion différentielle par rapport aux gneiss, quartzites et grès des hauteurs qui l'environnent. Mais ce bassin est actuellement perché au-dessus de la vallée de la rivière Loanan à l'Ouest et le raccord se fait par par un escarpement de plus de 100 m de haut peu festonné et de profil concave. La surface du plateau, malgré son apparence de simple table, dérive d'un aplanissement puisqu'elle tronque une structure compliquée faite d'écailles successives séparées par des failles inverses. Le contraste entre la complexité de l'organisation des terrains suivant un style isoclinal et la simplicité de la topographie d'ensemble est bien visible. Vers le Sud-Est, la limite du plateau est d'ailleurs constituée par des versants raides taillés dans les mêmes calcaires dolomitiques. L'angle est d'autant plus net qu'il a été un peu exagéré au Quaternaire par l'évolution en cirque d'un rentrant : le Cùil Dhubh. Au milieu du plateau, une grande faille ouest-est ne se traduit que par un médiocre vallon de ligne de faille dégagé à partir d'une faille nivelée. Donc tous les éléments sont réunis pour faire de ce petit plateau un vestige d'aplanissement. Mais il a été dégradé, car la topographie inclinée doucement vers la rivière Traligill au Nord, n'est plus de ce côté à une altitude qui permette un raccord avec les niveaux des environs. Vers le Sud, le plateau est à 300 m et se prolonge exactement par des restes de surface écossaise conservée au Nord du Loch Assynt; par contre le rebord nord est disséqué par une série de vallées sèches qui abaissent l'altitude d'ensemble à 230 m seulement. Or l'aplanissement inférieur qui accompagne la vallée du Loch Assynt par endroits et qu'on retrouve immédiatement au Nord d'Inchnadamph tronquant les écailles de dolomies et calcaires traversés par des sills, n'est qu'à 160-170 m d'altitude. Il est authentifié par la présence de paléosols rouges analogues à ceux des environs de Durness. Les proportions de kaolinite et d'illite contenues dans la fraction argileuse *(tableau VIII)* sont tout à fait semblables à celles qu'on observe dans les *terra rossa* méditerranéennes et impliquent des climats encore suffisamment chauds et humides saisonnièrement, pour qu'en Ecosse ils soient rapportés au milieu du Pliocène, au moins.

La dégradation de l'aplanissement écossais du plateau s'est donc faite indépendamment du niveau pliocène et par des processus particuliers. Les phénomènes karstiques y ont eu une grande part surtout au cours du Quaternaire. Les calcaires dolomitiques qui avaient dû subir avec l'humidification du climat au Pliocène une certaine perte de substance ont été d'autant plus sensibles aux attaques du gel et à la dissolution dans les eaux froides au Quaternaire qu'ils étaient brisés par de multiples accidents tectoniques. En ce qui concerne le karst proprement dit, les formes en sont généralement jeunes et portent de nombreuses marques de la période froide. Les « vallées sèches » ont la partie supérieure de leurs versants raidis par l'action du gel tardiglaciaire, tandis que le fond est occupé par la tourbe. Les dolines qui sont nombreuses n'ont souvent qu'un diamètre très réduit (de l'ordre de quelques mètres ou même du mètre), mais quelques unes, peut-être plus anciennes, ont des dimensions plus honorables qui peuvent atteindre 100 m de long. Certaines dolines sont raccordées au réseau de vallons par de beaux ravins en V qui, comme les lapiès, témoignent d'un puissant ruissellement sur sol gelé. Quant à la gorge dissymétrique qui entaille le fond de la vallée de la Traligill River en dégageant un plan de charriage par endroit, elle pourrait s'expliquer comme le résultat de la dissection d'un torrent sous-glaciaire. La karstification n'est cependant pas seulement superficielle : elle se manifeste sous forme de nombreux cours souterrains et par la perte de la rivière Traligill dans les section moyenne. Mais J. Corbel insiste, à juste titre, sur la jeunesse des formes encore étroitement adaptées aux dislocations mécaniques et en même temps sur la faiblesse de la dissolution actuelle [105]. L'évolution doit se poursuivre au ralenti sous le manteau de tourbe qui couvre curieusement une bonne partie des affleurements calcaro-dolomitiques recouverts ou non de moraines.

La cryoclastie a été surtout efficace sur le grand escarpement qui limite le plateau à l'Ouest. De profil concave, avec une véritable corniche formée d'éléments subverticaux dans le haut, il est bordé d'un talus d'éboulis assez réduit à la base. En effet, le glacier qui empruntait la vallée pour se diriger vers l'emplacement du Loch Assynt et qui a d'ailleurs laissé quelques accumulations tardives sous forme d'un troupeau de belles collines morainiques, la nettoyait au fur et à mesure que reculait le versant. Les calcaires et dolomies du Cambro-Ordovicien forment des abrupts d'autant plus nets qu'ils reposent sur les pentes plus douces des shales et des grès du Cambrien moyen moins résistants. La simplicité des formes ne doit pas faire illusion, et malgré les apparences, nous n'avons pas un front de cuesta, puisqu'aux écailles de calcaire dans le haut s'ajoute le plan inférieur des charriages qui a emprunté les couches lubrifiantes du Cambrien moyen pour la translation sur les quartzites autochtones. Ces derniers forment un versant doux substructural de l'autre côté de la rivière Loanan et qui, par opposition au précédent, a fort peu évolué au Quaternaire.

Le bassin du Loch Urigill a des contours qui se cernent moins bien que ceux du plateau d'Inchnadamph, car il a été plus abimé et comporte un emboîtement de formes à deux étages. Encadré au Nord par des montagnes de quartzites ou de gneiss lewisien charriés, et au Sud par les plateaux de gneiss moinien des Cromalt Hills, il est apparemment plus largement ouvert vers l'ESE et le Strath Oykel que vers l'Ouest en raison de la présence des inselbergs dans cette direction. Mal protégé dans une zone ouverte aux influences directes des grands axes hydrographiques, il a été largement réaménagé par le développement du niveau d'aplanissement

pliocène qui s'est surtout installé sur les calcaires, dolomies et marbres des alentours du Loch Urigill, et accessoirement sur les syénites qui bordent au Sud-Ouest le Loch Borralan. La large cuvette ainsi formée se prolonge de manière quasi continue par des vestiges de niveau pliocène vers l'WNW ce qui laisse à penser qu'elle était déjà rattachée au drainage atlantique à cette époque. Si, comme c'est probable, il y a eu renversement de drainage dans la région, les grands changements sont intervenus avant l'arrivée des glaciers. Mais pendant le Quaternaire, cette zone basse, en ouvrant un large passage vers l'Ouest, a permis à la glace d'accentuer la dissymétrie de certaines buttes formées d'écailles isoclinales : le Cnoc Breac formé de dolomies recouvrant un coin de marbre en est un exemple. Sur le calcaire subsistent de véritables poches contenant une terre argileuse ocre-jaune qui a servi à la constitution du remblaiement postglaciaire de la partie inférieure de la vallée de l'Amhainn à Chnocain, et maintenant entaillé en terrasse. Ce dépôt limoneux qui provient de l'altération des calcaires et dolomies est nettement différent des enduits de couleur rouge-vif rencontrés à Inchnadamph et au Sud de Durness. Il est d'âge plus récent, peut-être interglaciaire ou même postglaciaire.

Au-dessus du niveau de cette cuvette subsistent des éléments d'aplanissements plus anciens taillés dans des roches variées et qui se raccordent à la surface écossaise des environs. On trouve un de ces replats au Sud-Est du Cnoc na Sroine tronquant une intrusion postcambrienne de syénite; d'autres vestiges plus discontinus s'observent sur les quartzites au Cnoc na Glas Choille, sur le Cambrien moyen au Meall nan Imrichean et même sur le Moinien plus à l'Est, de telle sorte que le charriage de Moine est nivelé en plusieurs endroits dans ce secteur. Le comportement assez variable de la syénite dans les environs pose un problème : (Tableau IX N° 3-5) tantôt elle est en position relativement dominante au Nord-Ouest du Cnoc na Sroine; tantôt elle est nivelée par le replat écossais, au Sud-Est du même sommet; enfin elle est nettement en creux au Sud-Ouest du Loch Borralan. Au Nord-Est du Loch Ailsh, elle occupe l'axe du Glen Oykel et d'un de ses affluents, mais est également présente sous forme d'éperons aux pentes raides et tourmentées mais au sommets aplanis. De fait, la composition minéralogique assez variable explique les grandes oppositions et l'importance qu'elle revêt ne peut se comprendre qu'avec un système morphogénitique où ont prédominé, grâce au climat humide, les actions chimiques. Les creux correspondent à de véritables syénites à grain grossier dépourvues de quartz et riches en plagioclases (albite). Ainsi au Nord du B. Lodge, nous trouvons une roche à grands éléments où les feldspaths sont kaolinisés. A en croire P. Sabine, la syénite du Loch Borralan a en moyenne 51 % d'albite, 21 % d'orthose et seulement 1 % de quartz [390]. Par contre les affleurements qui ont mieux résisté sont constitués de syénite quartzifère. Toujours d'après Sabine, la roche-type au Cnoc na Sroine a 11 % de quartz, 21 % d'orthose et 47 % albite, ce qui lui donne une composition assez proche des « porphyres » du Canisp. Mais la teneur en quartz peut monter jusqu'à 20 % et plus, et on passe parfois à de véritables granites. La composition minéralogique n'explique cependant pas tout. Si au Cnoc na Sroine et aux environs l'intrusion postcambrienne s'est maintenue sous les climats humides du Pliocène et du Quaternaire, c'est en grande partie parce que la roche avait un grain moyen ou fin. Les particularités de structure cristalline comptent également. Malgré une altération presque constante au cœur des grands plagioclases automorphes, la présence d'une trame solide formée d'agrégats microcristallins de quartz et de plagioclases a contribué grandement à augmenter la résistance de certains microgranites. Ajoutons que les quelques grandes plages de quartz sont à 95 % non fissurées.

La demi-couronne de montagnes et de plateaux.

Du Loch Glencoul au L. Ailsh, une demi-couronne de montagnes et de hauts plateaux souligne le large développement de la zone charriée à la faveur d'un anticlinal transversal *(fig. 46)*. On a ainsi une véritable demi-fenêtre de 20 km de long sur 12 km de large, qui laisse apparaître plusieurs nappes recouvertes plus au Sud par le charriage de Moine. Si dans la partie méridionale de la fenêtre les affleurements de calcaire dolomitique et de syénite ont permis l'élaboration d'un bassin , ailleurs le matériel à prédominance gneissique et quartzitique forme l'armature d'un relief qui compte parmi les plus élevés du Nord de l'Ecosse nord-occidentale (le Ben More situé à 10 km du Loch marin Glencoul atteint presque 1 000 m).

L'architecture de la région est constituée par quelques grandes nappes à plan de translation subhorizontal et accompagnées par des chevauchements moins importants et de multiples failles inverses disposées en écailles. Le charriage de Glencoul à l'Ouest et le charriage du Ben More plus à l'Est déplacent tous les deux de grosses masses exotiques de gneiss lewisien sur l'avant-pays, mais dans le premier cas le gneiss est recouvert directement en discordance par les quartzites cambriens, alors que dans le second des restes de couverture torridonienne s'intercalent, au moins à partir de la latitude du B. More Assynt, entre le socle et son manteau quartzitique. Tout à fait à l'Est le charriage de Moine recouvre avec des gneiss moiniens les autres terrains charriés. Les nappes sont disposées en échelon, puisque celle de Glencoul est débordée par celle du B. More qui a son tour, plus au Sud, finit par disparaître sous le charriage de Moine.

A côté de ces grands déplacements tangentiels, il y a eu d'autres accidents plus tardifs. Une grande faille orientée Nord-Ouest — Sud-Est et qui prolonge la ligne de faiblesse du L. Assynt traverse toute la zone

charriée. Animée d'un mouvement de déplacement latéral de type sénestre, elle a une certaine importance morphologique. Non seulement elle limite le bassin d'Inchnadamph au Nord en fixant le tracé de la rivière Traligill, mais elle arrête brusquement vers le Sud l'extension des montagnes et des hauts plateaux massifs. Au Sud de ce décrochement horizontal, la nappe du Ben More a été déformée sous l'influence d'un anticlinal secondaire orienté NNE-SSW qui affecte à la fois les séries sédimentaires et la grande « feuille » intrusive de roches syénitiques qui les traverse. Aussi l'épaisse carapace de gneiss lewisien charrié a-t-elle disparu par érosion, alors que plus à l'Ouest elle subsiste associée au Torridonien, dans le synclinal voisin sous la forme d'une série de klippes au dessin allongé. A une autre échelle, il y a enfin des accidents plus petits comme l'anticlinal situé sur le versant sud-ouest du B. Fhurain et dans la charnière duquel apparaissent les quartzites de base qui se traduisent par une modeste rupture de pente.

La morphologie structurale est dominée par la présence de reliefs dissymétriques qui tournent leurs escarpements vers l'WNW. Cette règle est valable pour les traits majeurs parfaitement visibles d'un peu loin — du sommet du Spidean Coinich (Quinag) par exemple — mais aussi pour les formes de détail comme les multiples ressauts qui accidentent le sommet du B. an Fhurain. Elle ne souffre qu'une exception notable à la crête dissymétrique du Breabag. Là, dans un matériel quartzique d'ailleurs affaibli par la présence de nombreuses écailles comprenant des shales du Cambrien moyen, les influences climatiques l'ont emporté en développant une belle série de cirques à parois raides tournés vers l'Est. Au contraire, le versant ouest du Breabag ne forme qu'un lourd bourrelet convexe qui tranche les bancs de quartzite inclinés vers l'Est ou le Sud-Est. Ce paysage où l'influence de la période quaternaire a été décisive, est unique dans le massif du B. More Assynt. Il coïncide avec la pénétration d'une grande et profonde vallée, le Glen Oykel, qui a servi de niveau de base local pour la dissection préglaciaire, puis de voie d'évacuation des débris par la glace, favorisant ainsi l'important recul des versants de quartzite sous l'action du gel.

Dans l'ordonnance du paysage, il faut retenir le rôle déterminant des grandes masses exotiques de gneiss lewisien surmontées par une carapace de quartzite généralement débitée en écailles. A l'exception du Breabag, tous les hauts reliefs comportent ce soubassement de gneiss associé à une couverture fractionnée de quartzites que traversent parfois des sills de felsite. Dans une région intensément divisée par de multiples plans de faiblesse, la massivité du Lewisien a donc joué un rôle essentiel qui s'est poursuivi au cours de la période froide, car la roche s'est montrée dans l'ensemble assez rebelle à l'action du gel. Les quartzites au contraire, ont été très sensibles à la gélivation. Rigides, ils ont réagi aux efforts tectoniques par de multiples cassures, failles inverses et fractures associées, qui conjointement avec les plans de litage ont permis un fractionnement intense. Il est clair qu'au cirque du Glas Bheinn, les parois raides de quartzite ont beaucoup évolué par rapport au plancher poli de gneiss lewisien. La position culminante qu'occupent les quartzites est évidemment l'héritage d'une période plus ancienne. Le Torridonien resté solidaire du socle joue un rôle d'ordinaire accessoire, mais au Conival il est en position perchée, protégé partiellement, il est vrai, par un chapeau de quartzite. Par ailleurs, les deux plus hauts reliefs, le Conival et le Ben More Assynt sont armés par des feuilles de felsite. Nous avons donc une échelle de résistance qui n'est pas fondamentalement différente de celle que nous avons rencontrée dans l'avant-pays, à cette différence près que le gneiss lewisien n'à pas joué ici un « rôle passif ». Divisé en quelques tranches épaisses par les charriages, il a servi de soubassement indispensable pour la mise en valeur des autres terrains.

L'individualisation des reliefs dépend avant tout des principaux plans de discordance mécanique qui ont utilisé dans la stratigraphie du Cambrien les terrains relativement incompétents, c'est-à-dire les shales de la partie moyenne. La trace des charriages coïncide donc en général avec ces couches froissées, assez peu résistantes, qui se traduisent dans les formes par des ruptures de pente marquées ou par des creux. Ainsi le plateau du B. an Fhurain qui n'est qu'un coin de gneiss exotique surmonté par des écailles de quartzite, se termine vers le Sud-Ouest par un lourd versant dont la partie supérieure convexe se termine au niveau du plan de charriage de de Glencoul. En arrière, le plateau est dominé par la grosse bosse du Na Tuadhan (2824) qui traduit l'apparition de la nappe du Ben More. Le contact entre les deux nappes est parfaitement visible dans la topographie. Un plan de charriage secondaire séparant des quartzites est souligné par un petit lac. Le plan principal, le charriage du Ben More, apparaît, grâce aux terrains du Cambrien moyen, sous la forme d'une nette dépression allongée. Entre les deux, subsiste un copeau de quartzite qui forme une petite crête que l'on peut suivre sur le flanc du Conival. La dissymétrie de ce dernier sommet s'explique à la fois par l'inclinaison vers le Nord ou le Nord-Est des bancs de quartzite blanc et de felsite rougeâtre qui coiffent le gneiss de la nappe du Ben More (1), et par la présence d'un grand coin de socle avec Torridonien et Cambrien associés que déterminent les deux grands charriages de Glencoul et du Ben More en se rejoignant. Quant aux klippes situées à l'Ouest du Breabag et disposées parallèlement à lui, elles apparaissent bien sous forme de deux lourdes croupes jumelles à versants convexes — le Beinn nan Cnaimhseag et le Beinn an Fhuarain séparés par la vallée de l'Allt nan Uamh — parce que le Torridonien qui constitue l'essentiel de leur masse s'oppose aux calcaires sur lesquels ils reposent

(1) Cette inclinaison diminue, malgré une exposition favorable vers le Nord-Est, la raideur des parois du cirque composite situé au Nord-Est du Conival.

PHOTO 8. — *Champ de cercles de pierres géants au sommet du B. an Fhurain.*
Au fond, la croupe monoclinale de quartzite qui a servi à l'alimentation.
Le personnage donne l'échelle.

PHOTO 9. — *Cercle de pierres géant au sommet du B. an Fhurain.*
Le mètre donne l'échelle.

et aux shales voisins. Les autres lambeaux de recouvrement de la nappe de Glencoul et les blocs exotiques qui les accompagnent, sont plus mal marqués, moins à cause de la lithologie qu'en raison de leur position exposée par rapport aux vallées principales, au voisinage du bassin du Loch Urigill.

Si la structure intervient largement dans l'agencement des formes, en particulier sur les versants, elle n'explique pas la grandiose simplicité des sommets qui font du massif du Ben More Assynt un ensemble lourd et imposant. Dans ses grandes lignes la morphologie faite de topographies mûres contraste avec la complication structurale du matériel. Le massif est constitué essentiellement par des vestiges étendus d'une surface supérieure d'érosion bien conservée dans les quartzites. Entre le Glas Bheinn, le Beinn Uidhe, le Beinn an Fhurain, la parenté est évidente, l'altitude remarquablement constante : 700-760 m. D'autres sommets isolés, maintenant plus au Sud ont sans doute fait partie de cet ensemble (Creag Liath etc...). Au-dessus de ces restes de plateaux élevés, se dressent la pyramide du Conival et la crête en forme de toit du Ben More Assynt. Le contact est bien visible, brutal parfois; il coïncide au Na Tuadhan avec le passage du charriage du Ben More. Ce type de montagne résiduelle perchée sur des éléments de hauts plateaux n'est pas rare en Ecosse du Nord. On l'observe dans des matériels variés. En contrebas, et sans qu'une confusion soit possible, subsistent quelques témoins d'aplanissements plus récents. La surface intermédiaire reste inscrite, à des altitudes comprises entre 470 à 510 m, dans les bancs torridoniens des klippes de part et d'autre de l'Allt nan Uamh, et dans les quartzites et les sills dioritiques du lambeau de poussée du Cnoc an Droighinn.

Les traces laissées par les périodes froides du Quaternaire ne sont pas limitées aux cirques des versants et aux guirlandes de lacs qui soulignent les contacts lithologiques au pied des montagnes (les creux jalonnés par le Fionn Loch Mòr et le Gorm Loch Mòr, façonnés aux dépens des quartzites gélifs, remettent en valeur le tracé du charriage de Moine). Les surfaces calmes des hauts plateaux ont gardé dans leur modelé de détail la marque de phénomènes de type périglaciaire, quand elles étaient constituées de roches sensibles à la gélifraction. A cet égard, le sommet du B. an Fhurain taillé dans les écailles de quartzite, peut servir d'exemple. Sur ce plateau régulier on rencontre de petits reliefs isoclinaux, crêtes dissymétriques de quartzite, dont la hauteur peut aller du mètre à la vingtaine de mètres. Le paysage presqu'entièrement minéral est dominé par la présence d'immenses champs de blocs et de cailloux, blancs ou gris clair, éclatés par le gel et qui ont été fournis par un actif débitage des quartzites sur les flancs des chicots monoclinaux *(photo 8)*. Les larges couloirs évasés qui séparent les crêtes ont, au sol, un microclimat un peu plus humide que les chaos de pierrailles qui les dominent et peuvent avoir localement un tapis de mousses ou de gazon. Favorisés par la présence de roches gélives, par la pente topographique douce, par la présence occasionnelle de dykes dioritiques qui en se décomposant ont libéré une terre brune, ces étendues constituent par excellence le site d'élection des sols géométriques périglaciaires. Parmi eux, les cercles de pierres sont les mieux représentés et couvrent une superficie considérable. Il est possible de distinguer trois générations successives de cercles de taille décroissante : 1) les formes les plus anciennes sont les plus spectaculaires : ce sont des cercles géants dont les diamètres sont compris entre 1,80 m et 4 m *(photos 8 et 9)*. La médiane du diamètre intérieur est de l'ordre de 2,2 m, celle du diamètre extérieur de 3 m environ. Ces grands cercles ressemblent à ceux qui ont été décrits au Spitzberg, mais ils ne sont plus fonctionnels et sont formés d'une couronne de grosses pierres ou de petits blocs patinés plus ou moins envahis par la végétation qui avait commencé par coloniser le centre. Sur les pentes douces on passe progressivement à des ellipses puis à des grandes bandes de sols striés. 2) Des cercles plus petits (diamètre intérieur de 40 à 50 cm) sont constitués par des pierres plates redressées qui sont souvent patinées et ne montrent presque jamais de cassures fraîches. 3) A côté et parfois à l'intérieur de ces cercles qui ne sont plus fonctionnels, existent des formes miniatures où les processus périglaciaires actuels sont actifs. Des petits cailloux anguleux à cassures fraîches de quelques cm de longueur, se disposent en couronnes de 15 à 25 cm de diamètre. L'intérieur est occupé par une terre beige qui n'est pas colonisée par la végétation. Des stades de transition s'observent puisque des cercles dont la couronne de pierres patinées n'évolue plus, peuvent avoir leur centre encore remué par des phénomènes de cryoturbation actuels. Ces derniers agissent donc, à cette latitude, jusqu'à une altitude de 700 m seulement.

d. Le Coigach et les environs du Loch Broom

A beaucoup de points de vue, le Coigach est un pays de transition entre le Nord et le Sud de la région côtière. La place qu'y tient le relief d'inselbergs le fait participer à la morphologie des régions septentrionales, mais déjà la part occupée par les bas plateaux d'érosion se réduit au profit du volume des montagnes qui sont plus proches les unes des autres et ne sont plus séparées entre elles que par des couloirs. En revanche, jusqu'au Loch Broom, les massifs montagneux font défaut à l'intérieur.

En raison du plongement du socle vers le Sud, la couverture torridonienne prend une ampleur jusqu'ici inconnue et les affleurements de Lewisien ne tiennent plus dans le paysage qu'une place modeste et parfois insignifiante. L'organisation longitudinale de la structure parallèlement à la bordure du Minch s'affirme et annonce les grands accidents subméridiens que l'on rencontre plus au Sud.

En effet, à côté d'une longue échine de gneiss qui perce la couverture gréseuse et apparaît sous forme de petits affleurements de Lewisien alignés du NNE au SSW, d'Enard Bay à Gruinard Bay, des failles nord-sud ont dénivelé les sédiments et ont permis la conservation du Cambrien dans le petit fossé méridien qui débouche sur Badentarbat Bay. Le tracé de la faille qui limite le Loch Osgaig et se suit jusqu'à la petite baie de Lag na Saille a été remis en valeur par dégagement du grès à partir de l'aplanissement pliocène encore présent dans le socle à proximité. Aussi apparaît-il sous les traits d'un escarpement de ligne de faille rectiligne, utilisé localement par un ruisseau. Les gros bancs massifs et subhorizontaux du Torridonien viennent buter contre le gneiss qui s'enlève rapidement par des pentes raides en déterminant le côté abrupt de la baie à l'Est. Dans le cas du fossé de Badentarbat Bay la présence de quartzites dans le fond et de Torridonien sur les bordures, ne peut guère se comprendre qu'avec un dégagement des sédiments plus tendres du Cambrien moyen ou supérieur qui surmontaient les quartzites. Là encore, nous avons un abrupt de ligne de faille élaboré à partir de la surface d'érosion des bas plateaux côtiers.

La multiplication des zones de contact entre le socle lewisien et la couverture gréseuse font du Coigach une région très favorable à l'analyse des caractères de la surface infratorridonienne. L'examen attentif des limites d'affleurements confirme que la topographie prétorridonienne est fort inégale, que son exhumation est toujours limitée et qu'en conséquence le rôle joué dans le modelé actuel est des plus modestes. Trois secteurs peuvent servir d'exemples.

Au voisinage d'Achiltibuie, la petite péninsule d'Achlochan permet de voir comment une lourde coupole grise de roches polies de gneiss troue la couverture de bancs de grès fins. L'inclinaison du socle dépasse 25° et la topographie prétorridienne n'a qu'un rôle purement local. A 2 km au Nord-Est, le socle et le grès sont même nivelés par un beau replat pliocène perché à 110-120 m.

Au Sud de Badagyle, entre les lacs Osgaig et Bad a'Ghaill, le contact est également visible. Le Torridonien faiblement incliné domine le socle par une série de petites cuestas tournées vers le Nord ou le Nord-Ouest et dont le commandement est compris entre 5 et 20 m. Ces accidents qui ont une vigueur et une importance liées à la nature du matériel, ont été dégagés à partir d'un aplanissement tronquant le Torridonien et le socle à la même altitude. Le plongement rapide du socle montre une fois de plus que la sédimentation s'est faite sur une topographie inégale dont il est malaisé de retrouver des restes dans les collines irrégulières et rugueuses qui se trouvent à proximité. Dans le détail, on constate que des bosses de gneiss subsistent entre des creux encore occupés par du Torridonien conglomératique. Localement, le socle peut même être davantage décomposé que les poudingues ou brèches qui le surmontent de telle sorte que le contact est jalonné par un surplomb qui s'éboule par pans le long des fissures.

Il est à signaler d'ailleurs que cette altération qui peut atteindre 2 m d'épaisseur au total, sous un sol mince ne dépassant pas 30 cm, se situe dans l'axe d'une vallée qui a été empruntée par la glace.

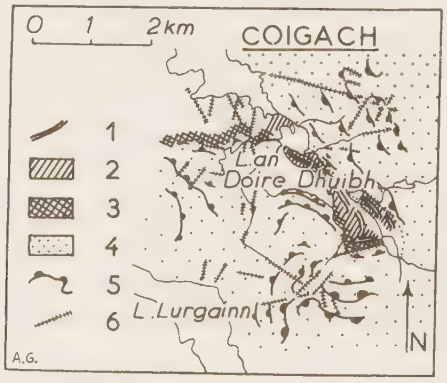


Fig. 47. — *La partie NE de la région de Coigach.*
1 : échine de gneiss; 2 : surface prétorridonienne ou dérivée avec inclinaison forte; 3 : surface prétorridonnienne très inclinée; 4 : affleurement de Torridonien; 5 : escarpement de grès et conglomérats torridoniens; 6 : creux de fracture.

C'est dans la vallée occupée par le Gleann Laoigh et par une série de petits lacs entre le Cùl Mor, le Cùl Beag et le Stac Pollaidh, que les relations du socle avec la couverture torridonienne apparaissent le plus clairement *(fig. 47)*. Aucun doute n'est possible ici. Le creusement de la vallée a fait apparaître de longues et étroites échines de gneiss orientées Nord-Ouest - Sud-Est qui sortent de dessous le grès. De part et d'autre de l'échine principale existent deux dépressions qui ont été modelées par la glace. Mais l'exhumation de la topographie prétorridonienne est souvent imparfaite, car la couverture qui monte sur les flancs ou même sur le sommet des collines de lewisien s'est montrée solidaire du socle et a été rabotée conjointement avec lui. On ne peut donc pas

tenir les glaciers pour responsables de l'exhumation. Les deux creux prétorridoniens qui sont apparus lors du façonnement de la vallée ont simplement été utilisés par les glaciers dans leur passage vers l'Ouest. Sur les bords raides de la vallée actuelle, le Torridonien a bien reculé sous l'action du gel, mais le socle plongeait trop vite pour que ce retrait ait eu pour effet de dégager la topographie infra-torridonienne. D'ailleurs le contact était par endroits faillé ainsi qu'il est loisible de l'observer le long d'un petit ruisseau affluent du Lochan Dearg venu du Sud : les bancs de grès brusquement redressés viennent buter contre le gneiss. Le point de départ de l'exhumation est facile à reconstituer. A l'Ouest du Lochan Dearg, au pied de la muraille qui mène au Cùl Beag, un beau replat tronque à la fois les bancs torridoniens et le gneiss, vers 170-180 m. Or, en face, à la même altitude une banquette recoupe les grès du versant Sud-Ouest du Cùl Mòr sur près de 2 km. C'est donc à partir de cet aplanissement également présent au col du Lochan Fhionnlaidh et sans doute d'âge pliocène, que s'est effectué le creusement vertical qui a conduit à ressusciter de vieilles formes prétorridoniennes. En raidissant les parois de grès, les glaciers n'ont pas modifié l'essentiel de la topographie ancienne, mais ils ont exagéré localement par surcreusement le contact des deux roches.

Un peu plus à l'Ouest, on retrouve des brèches torridoniennes plaquées sur le flanc de la colline de gneiss du Cnuic na Braclach, et polies solidairement avec le socle. L'exhumation est donc incomplète. Les trois lacs actuels étaient cependant préfigurés dans une topographie prétorridonienne qui offre des dénivellations de l'ordre de 50 m et plus, et des pentes dépassant 40° par endroits.

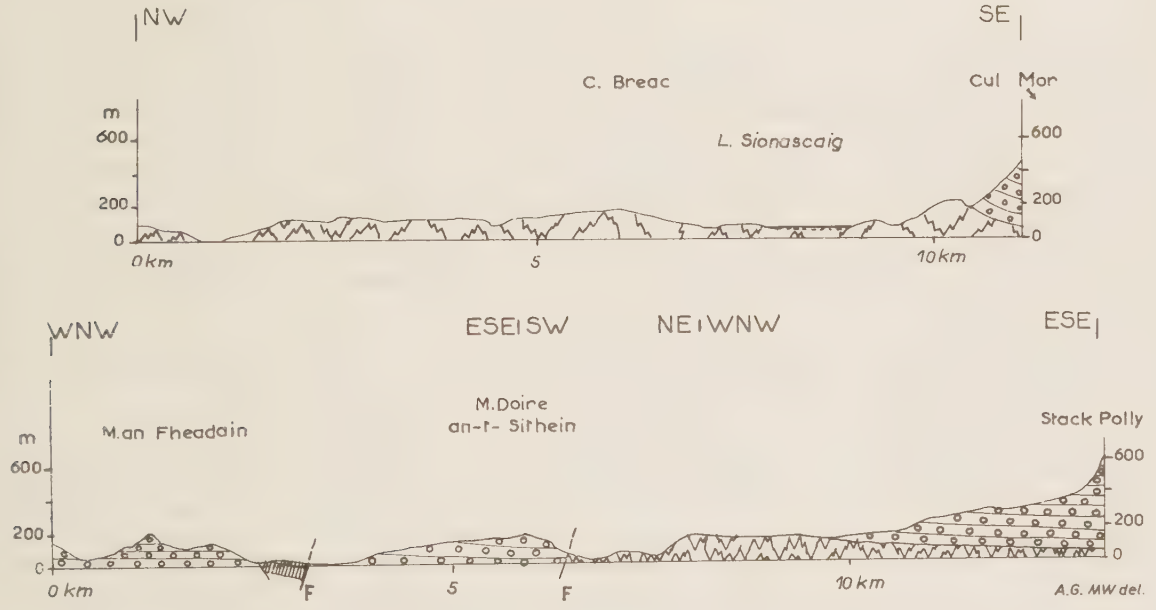


Fig. 48. — *Coupes à travers le Nord-Ouest du Coigach pour montrer le contact des inselbergs avec le plateau côtier.*

Les inselbergs.

Comme la région d'Assynt plus au Nord, le Coigach possède une série de montagnes à flancs raides qui se détachent bien des éléments de plateaux sur lesquels elles reposent *(fig. 48)*. Ces inselbergs ont toutefois leurs caractères propres. Plus rapprochés les uns des autres que ceux du Nord, ils constituent les parties d'un ensemble montagneux réduit en morceaux mais facile à reconstituer. Taillés dans le même matériel gréseux que les restes d'aplanissements qui sont au pied, ils ont des formes simples où la structure compte peu. Les replats de base élaborés dans du Torridonien relativement homogène ont gardé intact leur dessin géométrique de glacis, alors que dans le Lewisien les banquettes au profil de détail rugueux, ont été assez abimées. Dans leur forme, les inselbergs ne subissent plus ici la tyrannie des grandes lignes de faiblesse du socle sous-jacent, puisque ce dernier, plus profond, n'est intervenu que tardivement dans les stades avancés de la dissection, à un moment où le système morphogénétique n'était plus favorable à l'élaboration de reliefs de ce type. Le Cùl Mòr et le Cùl Beag ont en gros la même forme d'éperon massif dissymétrique tourné vers le Nord-Ouest. Vus du Suilven, ils présentent une parenté évidente qui tient à l'inclinaison douce vers le Sud-Est des bancs du matériel torridonien qui les constitue. Toutefois au Cùl Mòr la persistance d'une carapace mince et discontinue de quartzite introduit quelques complications. L'escarpement monoclinal d'An Laogh, taillé dans le Torridonien peu incliné contraste par son allure lourde avec les sommets pointus du Cambrien plus redressé (Creag nan Calman). Le Cùl Beag est

*

un bastion assez simple, mais l'accentuation du pendage du grès qui s'y marque ne se reflète bien qu'en certains endroits (Creag Dubh par exemple).

Le Ben More Coigach dont le sommet très calme représente un reste de surface supérieure d'érosion tronquant les lits gréseux, a un dessin allongé simple et orienté WSW-ENE. A l'Ouest, il se réduit à une simple crête. Quant au Stac Pollaidh, de taille plus petite, il est sans conteste l'inselberg le plus typique du Coigach. En position avancée, il se présente sous l'aspect d'un gros chicot formé dans le détail d'aiguilles qui lui donnent une allure crénelée. Néanmoins, toute la moitié inférieure des versants est cachée par des pentes rectilignes d'éboulis qui témoignent d'une sensibilité anormale du grès à la gélifraction quaternaire. Les nombreuses diaclases verticales ou subverticales qui ont permis la forme de piton ont été aussi un facteur de faiblesse.

Tous ces inselbergs ont gardé, au moins par endroits, un knick marqué qui les met en contact brutal avec de beaux vestiges de pédiment désormais perchés. Nulle part peut-être on ne voit mieux cet angle basal qu'au pied du B. More Coigach du côté sud. Dans le matériel homogène de grès qui forme l'ensemble du massif, le petit élément de plateau du Beannan Beaga vient buter contre le long versant raide de la montagne, à 400 m en contrebas du sommet. Du côté ouest, le replat qui borde la crête du Garbh Choireachean est aussi très schématique, malgré la vigoureuse entaille de l'Allt nan Coisiche. A l'Ouest du Stac Pollaidh subsiste également un beau morceau de glacis à 320 m (Creag nan Dearcag). A des altitudes voisines s'observent quelques vestiges en arrière du Cùl Beag, mais c'est surtout autour du Cùl Mòr que ce niveau d'aplanissement est bien représenté. Du côté sud-ouest une magnifique banquette prolonge le replat qui borde la pointe de l'éperon à l'Ouest. Le Ben More Coigach est séparé d'un autre inselberg, le Ben an Eoin, par un curieux couloir en arc de cercle dont le fond large a été emprunté et modifié par la glace mais qui doit dériver du même aplanissement. Enfin, dans la péninsule qui sépare les deux lochs Broom, au pied du Ben Ghobhlach, un magnifique glacis concave entaille les grès inclinés, avec une pente qui s'adoucit jusqu'à des valeurs de 3-4°. Tous ces replats perchés qui servent de piedestal aux inselbergs sont dans une position analogue à celle qui a été décrite pour la région d'Assynt. Comme l'altitude est le plus souvent identique nous n'avons aucune peine à raccorder ce niveau à l'aplanissement écossais réalisé dans des conditions semi-arides qui expliquent ici les formes caractéristiques de glacis. Seuls les bords ont reculé pendant la période froide; la surface n'a guère été maltraitée par la glace.

La montagne la plus vaste, le Ben More Coigach, a gardé en outre des vestiges d'aplanissements plus élevés et plus anciens sous la forme de lanières de plateaux à 470 m environ qu'on peut rattacher à la surface intermédiaire. En font partie, le Ben Tarsuinn et surtout An-t-Sail, beau fragment de table où les couches de grès sont tronquées en biseau.

Comme d'habitude, des restes d'un bas niveau d'érosion — sans doute pliocène — accompagnent les principaux axes hydrographiques et s'étalent en bordure de la mer. Nous avons vu que de beaux replats subsistaient entre le Cùl Mòr, le Cùl Beag et le Stac Pollaidh vers 170-180 m.

D'autres banquettes s'observent sur le versant sud de la vallée occupée par le Loch Lurgainn en prolongeant le lourd dos de terrain qui domine le Loch Osgaig. De l'autre côté, au Druim Bad a'Ghaill, grès et socle sont nivelés à la même altitude. Une bonne partie de la péninsule de Rubha Mòr appartient à ce niveau qui se suit en bordure de la mer au-dessus d'Achiltibuie, de Polglass jusqu'à la croupe du Meall Dubh Ard. Mais la pente qui se fait ici du Sud-Est au Nord-Ouest est trop forte pour être originelle, puisque sur une quinzaine de kilomètres on passe de 140 m à 75 m d'altitude seulement. Déjà s'annoncent les déformations récentes qui vont progressivement prendre de plus en plus d'ampleur vers le Sud. Ici elles ont dû se manifester sous la forme d'un simple basculement si l'on en juge d'après l'altitude de quelques vestiges de rivages anciens qui varie dans le même sens que la pente de la surface pliocène. Au Nord-Ouest dans la presqu'île de Reiff, une plate-forme d'abrasion ancienne tronque les grès à quelques mètres seulement au-dessus des plus hautes mers, alors que dans le fond abrité de la baie de Lag na Saille à l'Est, un beau reste de plage jalonné par des gros galets bien roulés se trouve perché à plus de 8 ou 9 m. A des altitudes intermédiaires (5-7 m) subsistent quelques témoins de plage ou de plate-forme aux environs d'Achiltibuie. Mais il resterait à prouver que nous avons affaire à un seul et même vestige niveau marin. Ce n'est pas sûr, puisqu'à Lag na Saille, le rivage perché est attaqué par une falaise morte dont la base est environ à 1,50 m. Au moins à cet endroit, il y a donc deux niveaux d'anciens rivages.

Avant l'arrivée des glaciers, les vallées principales avaient été le siège d'une reprise d'érosion disséquant le niveau pliocène, et exhumant par endroits le socle. Certaines vallées ont gardé l'essentiel de leurs traits préglaciaires, malgré les modifications apportées par le passage de la glace. Ainsi, du Loch Lurgainn au Loch Bad a' Ghaill, s'observe une dissymétrie alternante de la base des versants qui ne peut être en rapport avec la structure et s'explique par la présence d'anciens méandres encaissés. Deux rives concaves raides restent encore visibles vers Clach Mòr et au NNW du Lochan Dearg. Quant aux lobes convexes, ils subsistent sous forme de petites îles ou presqu'îles rocheuses basses. L'isthme qui sépare le L. Lurgainn du L. Bad a'Ghaill est très caractéristique à cet égard : recoupé au plus court par le glacier qui a formé ainsi une butte de diffluence, il a conservé une pente douce qui se raccorde bien avec le haut du versant. A 2 km plus à l'Est, la reconstitution d'un autre méandre est également aisée. Ainsi malgré les phénomènes de surcreusement accompagnés d'ombilics allongés qui caractérisent les deux lacs, malgré le recul des parois montagneuses à proximité, les traits majeurs du relief ont été

conservés sans avoir trop souffert des glaciers. Pourtant les moraines constituées presqu'entièrement par du Torridonien, qui leur donne une couleur rose très caractéristique, sont essentiellement de provenance locale Mais en fait, le matériel est assez pauvre en blocs et cailloux détachés par le gel et les processus d'arrachement de la glace. En revanche, la matrice sableuse qui provient de la désagrégation du grès sans transformations notables, est très abondante. L'examen morphoscopique des quartz montre, même aux petites dimensions, une proportion anormalement élevée de grains ronds et mats qui s'explique par les conditions de sédimentation du Torridonien. Les glaciers ont pris en charge les produits d'une désagrégation effectuée aux dépens d'un matériel parfois friable non seulement sous climat froid, mais encore pendant les périodes tempérées et humides interglaciaires et préglaciaires.

Le contact avec les plateaux.

A l'Est de la région occupée par les inselbergs, les gneiss moiniens forment des étendues monotones de plateaux dont les sommets réguliers coïncident avec deux niveaux d'érosion : la surface intermédiaire bien représentée aux Cromalt Hills, dans Rhidorroch Forest, et à l'Est d'Ullapool à des altitudes de 400-450 m; les replats du niveau écossais qui mordent en contrebas sur des roches variées et prennent une large place au Nord d'Ullapool et sur le pourtour du bassin du Strath Kanaird. Le contact avec les plateaux s'effectue de différentes manières suivant que les charriages ou d'autres accidents postérieurs ont été mis en valeur par la présence d'un niveau de base local déprimé.

Les charriages sont loin d'avoir l'importance qu'ils prenaient plus au Nord. Le Moinien ayant recouvert généralement les autres nappes, la zone charriée forme ici une bande étroite se manifestant discrètement dans la morphologie actuelle. Le charriage de Moine peut donner naissance à trois types de formes.

D'Elphin à Knockanrock, sur 4 km, la limite de la zone charriée se traduit fidèlement dans la topographie par un escarpement net qui peut atteindre 100 m de commandement. Dans l'ensemble, les formes sont simples puisqu'elles proviennent de l'intercalation des couches relativement tendres du Cambrien moyen dans un matériel résistant. Mais l'examen de détail révèle toute une série de combinaisons qui ont été schématiquement représentées sur la *figure 49*. Entre la montée structurale des quartzites autochtones à la base et le chapeau dolomitique charrié peut s'intercaler un petit ressaut irrégulier de 2 à 5 m de haut et constitué par les grès jaunes en plaquettes du Cambrien moyen *(n° 1)*.. Si l'abrupt de grès, en raison d'un pendage plus fort, rejoint le grand escarpement dolomitique, il n'y a plus qu'un grand accident avec palier *(n° 2)*. Le creusement dans les quartzites peut provoquer une simplification encore plus grande *(n° 3)*. Avec l'arrivée du charriage de Moine, les gneiss moiniens se substituent aux dolomies dans le haut. Ils se traduisent par un bourrelet assez lourd et d'allure convexe. Le contact anormal séparant les gneiss des bancs de dolomie (charriage de Moine) ayant été exploité par dissolution de la dolomie et par gélivation des roches broyées, il peut apparaître clairement sous forme d'une encoche surmontée par le surplomb du Moinien *(n° 4)*, ou encore par une rupture de pente. Enfin, en bordure du Lochan an Ais, l'escarpement redevient plus simple, avec un abrupt de gneiss dominant un talus d'éboulis traversé par quelques ressauts médiocres *(n° 5)*.

A partir du Lochan an Ais, une faille transversale ayant, en abaissant le Moinien, permis à un aplanissement de mordre sur le charriage, les formes s'estompent rapidement. La principale dénivellation se trouve reportée en arrière en plein Moinien où elle est soulignée par la présence d'une série de petits lacs. Le creusement modéré de l'Allt Liathdoire n'a guère permis de remettre en valeur la structure plus à l'Ouest. De petits ressauts dissymétriques assez timides accompagnent les roches les plus résistantes : successivement d'Ouest en Est, on rencontre des escarpements de quartzites autochtones qui dominent les dalles de grès torridonien le long d'un creux tourbeux; un petit ressaut de grès jaunes du Cambrien et enfin un abrupt lourd de gneiss moinien au-dessus du charriage. Avec quelques variantes les choses se poursuivent ainsi jusque vers Drumrunie Lodge. Au-delà et malgré l'enfoncement de la rivière Runie, la structure perd presque toute influence sur la topographie car le niveau pliocène qui accompagne le Strath Kanaird a aplani localement le contact, y compris les quartzites. Ceux-ci n'apparaissent que sous forme d'un bourrelet mal individualisé sur le versant est de la rivière Runie. On les voit également monter sur le flanc de la colline de Meall Mòr et le petit escarpement auquel ils donnent naissance est décalé par rapport à celui du versant sud du Strath Kanaird en raison du passage d'un grand décrochement latéral sénestre orienté Nord-Est - Sud-Ouest, qui affecte les charriages.

Au Sud du Strath Kanaird, le charriage n'intervient plus que dans le détail des formes à proximité des versants. Sur les sommets des plateaux, il y a nivellement d'ensemble, soit par l'aplanissement écossais au Nord et au Nord-Est d'Ullapool, soit par la surface intermédiaire au Sud-Ouest du Loch Broom. En arrière de la lourde croupe de quartzites autochtones du B. Dearg, il y a bien eu exploitation des couches de Cambrien moyen et du charriage de Moine par la glace qui a laissé deux traînées de lacs séparées par une bosse dissymétrique de quartzites et dolomies charriés (1), mais l'ensemble est aplani et la mise en valeur de la structure reste embryonnaire

(1) La dolomie grise chevauche, par une faille inverse bien visible de profil dans une carrière, les quartzites blancs qui reposent eux-mêmes sur les roches broyées du Cambrien moyen.

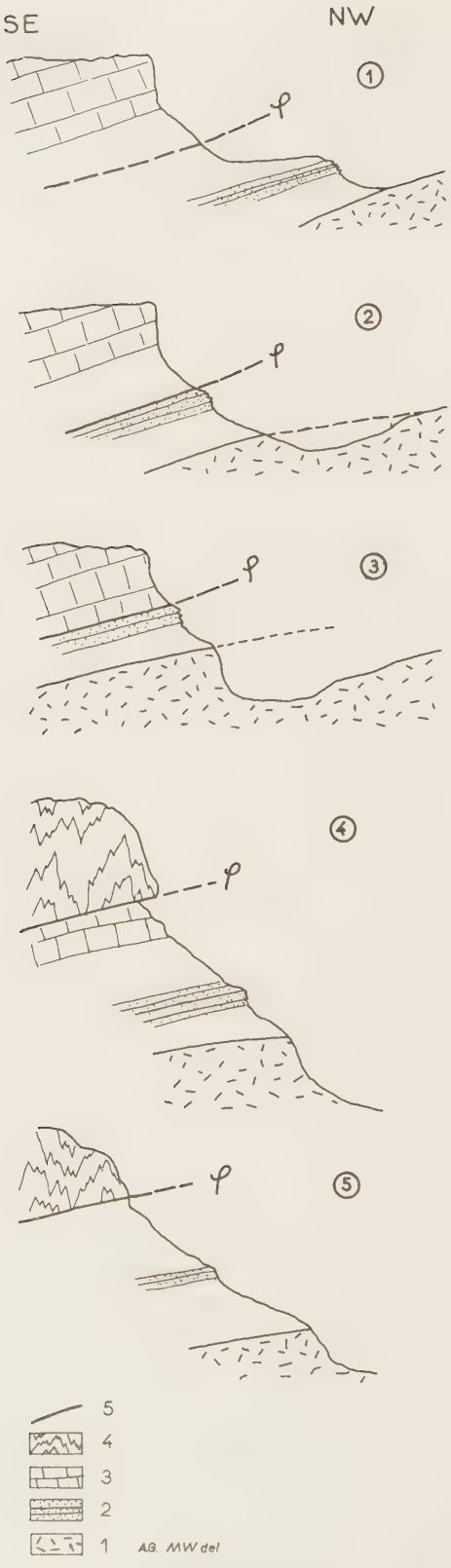


Fig. 49. — *Types d'escarpements dérivés des charriages post-cambriens au Sud-Ouest de Knockan.*
1 : quartzites du Cambrien inférieur; 2 : grès du Cambrien moyen; 3 : dolomies cambro-ordoviciennes; 4 : gneiss moinien; 5 : plan de charriage.

(fig. 50). Il faut atteindre les environs d'Ullapool pour voir réapparaître l'influence des charriages sur la topographie. A la faveur de l'aplanissement pliocène, la surface de discordance mécanique située à la base du charriage de Moine a été dégagée sur une certaine distance aux Braes of Ullapool. A vrai dire, la présence d'une épaisse « tranche » de gneiss lewisien exotique sous le Moinien était une condition favorable. En face de l'autre côté du Loch Broom, on voit aussi grimper obliquement sur le versant un abrupt de quartzite et un escarpement qui jalonne le contact anormal du Lewisien charrié avec le Cambrien moyen, mais vers le sommet du Càrnan Bàn, les formes structurales perdent leur netteté et leur vigueur.

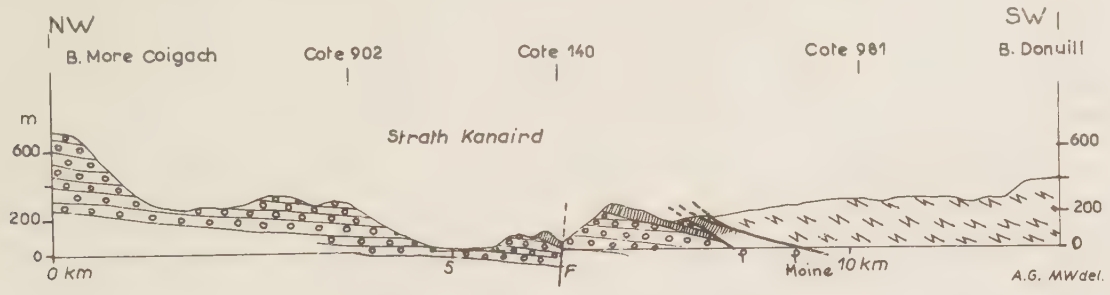


Fig. 50. — *Coupe depuis le B. More Coigach jusqu'au B. Donuill.*

Si les charriages ne jouent donc dans l'ensemble qu'un rôle modeste dans la morphologie de la région, en revanche, certains accidents d'âge postérieur ont laissé des empreintes vigoureuses. Parmi eux, il faut surtout signaler le grand décrochement latéral Nord-Est - Sud-Ouest du Strath Kanaird et la faille qui le recoupe d'Ouest en Est et se prolonge jusqu'à la côte par une impressionnante muraille de bordure d'auge recoupant le Torridonien sur près de 200 m de haut. La rivière Kamaird dans son cours inférieur emprunte sucessivement chacune de ces deux failles : elle suit d'abord le décrochement, puis l'abandonne au profit de la faille transversale qui la guide vers la baie de Camas Mor. Quant à la partie occidentale du décrochement, elle est exploitée par l'étroite vallée de Glutton à versants raides, plus ou moins bien calibrée et suivie par un ruisseau indigent *(fig. 51)*. Il ne semble pas que le tracé de la rivière Kanaird ait été beaucoup modifié par la glaciation. En effet, les deux vallées sont sans commune mesure et la vallée de Glutton si elle a été empruntée par la glace n'a jamais l'ampleur d'un talweg principal qui aurait été abandonné par son cours d'eau. Il s'agit en fait d'un sillon à peu près rectiligne dont le tracé correspond en gros à la zone de broyage qui accompagne le grand décrochement latéral. L'adaptation n'est qu'approximative, car dans la succession d'élargissements et d'étranglements, on peut voir des exemples d'inadaptation. En un endroit l'entaille dans la roche saine néglige à proximité le grès qui est brisé et désagrégé sur une épaisseur d'au moins 4 à 5 m, et recouvert de head pierreux tardiglaciaire. Vers l'aval, la vallée de Glutton prend la forme d'une étroite auge à fond plat. Au total nous avons donc une vallée secondaire de ligne de faille qui devait, si l'on tient compte de la profondeur de la roche désagrégée, exister au Préglaciaire. Suivie par un bras diffluent du glacier du Strath Kanaird, elle a été en partie nettoyée par la glace mais surtout par les eaux d'un torrent sous-glaciaire qui a incisé la roche en place en laissant subsister localement des produits meubles qui devaient être à l'état gelé. Le head fourni par le haut des versants s'est déposé ultérieurement.

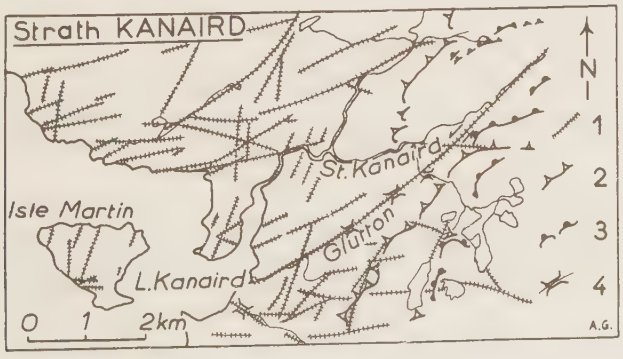


Fig. 51. — *La région du Strath Kanaird.*
1 : creux de fracture (suivi ou non par un dyke); 2 : escarpement de quartzite; 3 : autre abrupt (au SE du Strath Kanaird, abrupt de dolomie); 4 : gorge.

Les eaux de fonte ont laissé d'autres témoignages de l'efficacité de leur travail sur les bordures du Strath Kanaird. Ainsi au Sud du hameau de Strathkanaird un ravin entièrement mort s'encaisse dans le versant en y décrivant une courbe. En face, sur le versant sud, un autre ravin encore emprunté par un torrent, entaille la

roche en place, sur plus de 15 m par endroits, dans une position curieusement oblique ou même presque parallèle aux courbes de niveau. Ce n'est qu'à l'aval, quand l'encaissement diminue, que le torrent après un coude brusque rejoint directement la rivière principale. Une simple gorge de raccordement ne peut avoir un tracé de ce genre, car des joints transversaux existent dans la roche. Il faut donc admettre que le creusement est l'œuvre d'un torrent paraglaciaire et qu'il s'est effectué à un moment où le Strath Kanaird était encore partiellement occupé par la glace. Le torrent suivait la limite de la glace et rejoignait la vallée principale à un endroit où précisément nous trouvons quelques accumulations morainiques et le début d'une nappe fluvioglaciaire. Entre le coude de ce ravin paraglaciaire et la vallée de Glutton, il n'y a qu'un banal col de diffluence et rien ne permet d'affirmer qu'à un stade plus ancien un lien ait pu exister entre les deux gorges.

D'autres ravins de fin de période froide situés plus près du rivage montrent un raccord avec des plages anciennes, mais les apparences sont quelquefois trompeuses car un cône sert souvent de transition. L'âge du ravinement peut être antérieur au dépôt des accumulations littorales et n'est pas forcément contemporain. Ainsi à Ardmair, une belle coupure en V débouche par l'intermédiaire d'un cône de déjection maintenant couvert au niveau de la plage d'Ard na h Eighe. Celle-ci est un ancien cordon double plaqué contre la moraine à une altitude d'1,50 m environ au-dessus des plus hautes mers (jusqu'à + 4 m parfois). La situation abritée du Loch Broom a permis la conservation d'accumulations perchées du même type. Souvent les dépots fluvio-glaciaires ont conditionné la localisation des plages inférieures, ce qui suppose un décalage chronologique. C'est le cas à Ullapool, où en contrebas d'une terrasse de gros galets, la plage ancienne (+ 1,5 m) est constituée de petits galets aplatis. La même chose se reproduit à Rubha Ard an Tuirc. A Ardcharnich, le ravin profondément encaissé dans le gneiss moinien sain, se raccorde à un cône de déjection qui est suspendu au-dessus du niveau actuel du Loch Broom et sapé à la base en une petite falaise. D'autres exemples d'entailles du même genre existent sur les versants du Loch Broom. Ils montrent que même dans un matériel cohérent, les processus de creusement ont été efficaces grâce à l'active collaboration du gel.

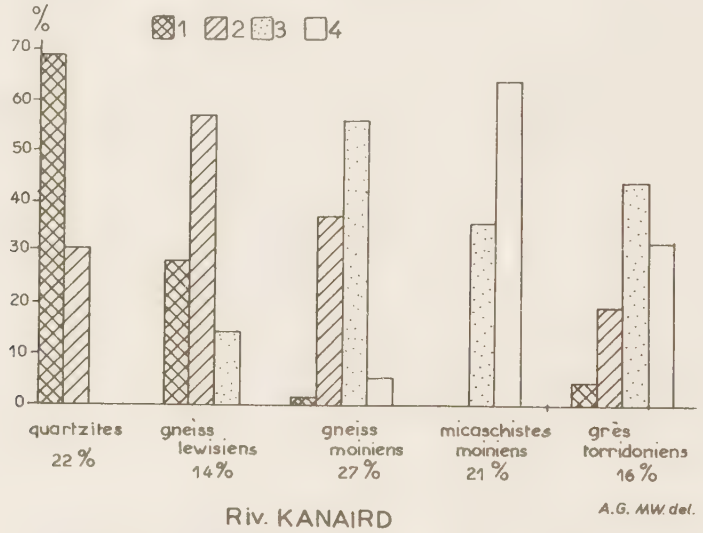


Fig. 52. — *Emoussés « à vue » des galets de 50 à 150 mm compris dans les formations fluvio-glaciaires de la Rivière Kanaird.*
1 : anguleux; 2 : subanguleux; 3 : mal arrondis; 4 : bien arrondis
(Seuls ont été dénombrés les galets de Torridonien non conglomératique).

Une hiérarchie approximative de résistance des roches aux actions mécaniques fluviatiles peut être tirée de la comparaison des émoussés des galets dans les alluvions de la terrasse fluvio-glaciaire de la rivière Kanaird *(fig. 52)*. Il faut retenir en particulier l'excellente tenue des gneiss lewisiens comparée à celle des gneiss moiniens plus pauvres en quartz et plus fissiles. Les micaschistes et les grès non conglomératiques acquièrent assez vite un émoussé appréciable.

2. — DU LOCH BROOM A SLEAT (SKYE)

Profondément engagée dans la zone des fossés de sédimentation du Torridonien, la partie méridionale de la région côtière du Nord-Ouest a conservé presque partout une épaisse couverture de grès. Toutefois les progrès de la dénudation ont fait réapparaître une grande aire de surélévation du socle disposée longitudinalement du

NNE au SSW, de Gruinard Bay au Loch Torridon. On a donc, au moins jusqu'à la péninsule d'Applecross, une disposition longitudinale de la structure héritée de la période prétorridonienne. Cet affleurement de gneiss qui affecte un peu la forme d'un vaste dôme irrégulier, a été rompu par le grand décrochement latéral dextre du Loch Maree, d'orientation Nord-Ouest - Sud-Est, de telle sorte que la partie nord-est se trouve maintenant décalée par rapport à la partie sud-ouest. De part et d'autre de la faille du Loch Maree, les deux affleurements de socle ont bien des points communs : en particulier la présence de structures sédimentaires que traversent des venues volcaniques prétorridoniennes.

L'épaisseur du Torridonien retentit sur plusieurs caractères structuraux. Non seulement le Cambrien autochtone repose toujours sur les terrains de couverture et jamais directement sur le socle, mais encore les mouvements postcambriens se sont traduits parfois par de véritables plis isoclinaux qui témoignent d'une souplesse assez inhabituelle.

Morphologiquement, on retrouve, comme au Nord, l'opposition entre les plateaux côtiers et les montagnes en arrière. Mais ces dernières ne revêtent plus qu'exceptionnellement la forme d'inselbergs. Ordinairement elles sont groupées en ensembles montagneux profondément disséqués grâce à la proximité de la mer qui pénètre maintenant loin à l'intérieur des terres sous la forme de vastes lochs. L'orientation d'ensemble de la côte qui était jusqu'ici NNE-SSW change brusquement à la latitude d'Ullapool et passe franchement à la direction méridienne. En même temps le tracé devient étonnament rectiligne et simple, depuis le cap de Rubha Reidh jusqu'à la pointe sud d'Applecross et jusqu'aux îles Crowlin. Ce changement reflète l'importance prise par les accidents tectoniques nord-sud qui sont à Skye et aux environs d'âge tertiaire. D'une manière générale, les déformations récentes prennent ici une place beaucoup plus grande que dans les régions situées au Nord.

Quatre types d'organisation morphologique sont à retenir.

a. Du Loch Broom au Loch Maree

Du Loch Broom au Loch Maree, domine une disposition longitudinale assez simple du paysage en grandes bandes orientées NNE-SSW. A un bas plateau côtier constitué aux dépens de formations variées, socle, grès torridoniens et même sédiments secondaires, succède une région montueuse comprenant des échines massives de gneiss et des montagnes de grès relativement isolées. En arrière, la zone des charriages fort étroite n'a guère d'intérêt morphologique, car le plus souvent elle n'introduit pas de coupure notable avec les reliefs peu disséqués de l'intérieur.

Une grande faille orientée NE-SW depuis Static Point jusqu'au fond du Loch Ewe sépare deux domaines structuraux différents. A l'Ouest, dans le compartiment affaissé de la presqu'île de Greenstone et des îles de Gruinard et d'Ewe sont conservés les différents étages du Torridonien et même par endroits des sédiments triasiques et liasiques. Au contraire, à l'Est, le socle affleure très largement. Tout au plus, est-il recouvert localement par quelques pastilles de grès de Diabaig ou d'Applecross (1). Cette hétérogénéité lithologique ne se reflète pourtant pas dans les traits majeurs d'un paysage qui offre une réelle unité. En effet, le bas plateau dont la surface topographique tronque les différentes roches n'est autre que le niveau d'érosion pliocène qui nous est désormais familier. Il mord largement sur le socle dans les environs de Fionn Loch et s'incline vers la péninsule de Greenstone au Nord-Ouest où il recoupe les bancs de Torridonien sur les interfluves plats. C'est à partir de ce niveau d'érosion, que certaines différences structurales ont été remises en valeur par dissection. La surface prétorridonienne a été exhumée localement le long du contact non faillé du socle avec la couverture. La faille qui a permis la conservation du Trias et du Lias dans le demi-fossé de Laide-Aultbea a été exploitée, mais un rejeu récent n'est pas exclu ici, car le Torridonien tronqué se trouve à des altitudes nettement différentes de part et d'autre et la péninsule de Greenstone offre assez bien l'image d'un bloc basculé vers le Sud-Est.

Le plateau côtier.

Dans la morphologie du plateau côtier, le contraste entre la topographie unie extrêmement régulière du grès et le profil rugueux des multiples collines de gneiss est saisissant. Depuis le piton qui domine Little Gruinard on voit très bien comment vers le Nord-Est les chicots de gneiss percent la couverture en rompant la monotonie de la surface qui tronque les bancs de Torridonien. De part et d'autre du Little Loch Broom, à Scoraig comme à Badluchrach, c'est le même paysage calme fait de croupes allongées dont le sommet subhorizontal (exemple Druim nam Fuath), correspond au niveau pliocène. Quelques protubérances de gneiss surgissent çà et là mais se marquent mieux sur les versants que sur les interfluves. En complète opposition est le plateau de Lewisien partout nivelé à une altitude identique ou à peine supérieure. Il est essentiellement constitué par une topo-

(1) Entre First Coast et Second Coast sur la bordure sud-ouest de Gruinard Bay, le Torridonien en changeant brusquement de faciès traduit le passage de l'accident.

graphie de bosses rocheuses irrégulières que séparent de petits lochs. Les croupes ont parfois un profil dissymétrique en rapport avec l'inclinaison des bancs de gneiss vers le Nord-Est, mais la glaciation a parfois exagéré les choses, comme à l'Est du Lochan Beannach où le niveau d'érosion pénètre loin vers l'intérieur le long du Fionn Loch. Un réseau orthogonal de lignes de faiblesse, suivies ou non par des dykes, se traduit au Sud-Est de Gruinard Bay par un quadrillage de vallées délimitant des éléments de plateaux rectangulaires.

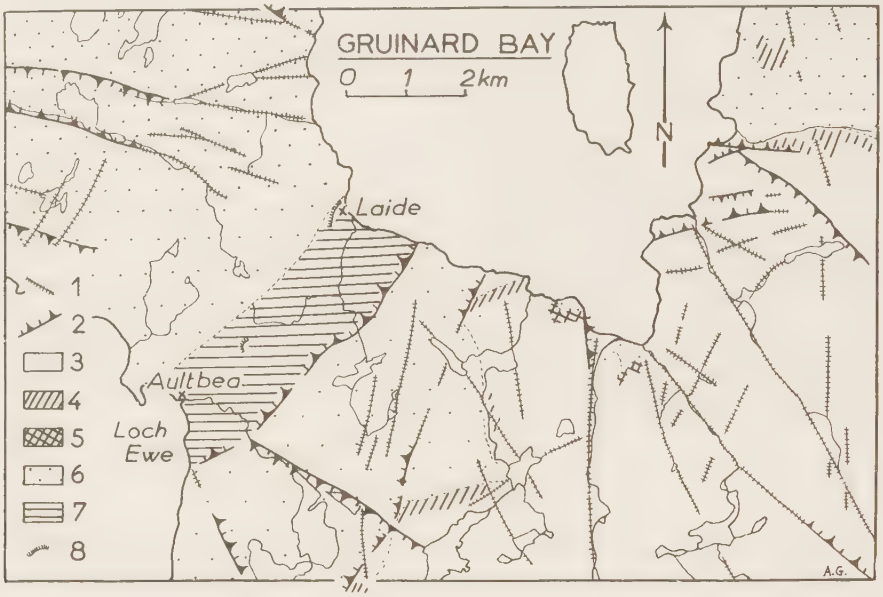


Fig. 53. — *Environs de Gruinard Bay.*
1 : creux de fracture (suivi ou non par un dyke) ou vallée de ligne de faille; 2 : escarpement de faille ou de ligne de faille; 3 : socle; 4 : surface prétorridonienne (ou directement dérivée) doucement inclinée; 5 : surface prétorridonienne fortement inclinée; 6 : Torridonien; 7 : sédiments secondaires; 8 : relief monoclinal.

Le plongement rapide du socle aussi bien vers l'Est que vers l'Ouest ne permet guère d'espérer une importante exhumation de la surface prétorridonienne. De fait, partout où il est possible d'analyser le contact, on constate une irrégularité prononcée de la surface infratorridonienne. C'est surtout vrai pour la topographie recouverte par les couches de Torridonien inférieur. Ainsi, dans le fond de la baie de Gruinard, subsistent quelques bancs rouges de grès de Diabaig, fortement inclinés vers la mer (15-20°) et plaqués sur le versant de gneiss. Un peu plus haut, des brèches grossières sont demeurées sur la pente étroitement solidaires du socle et ont subi un polissage d'ensemble par la glace. Il est clair que nous avons ici un creux accentué de la topographie pré-Diabaig qui a été imparfaitement dégagé. Vu la disposition en arc de cercle des affleurements, on peut même penser que le fond de la baie était déjà préfiguré dès cette époque. Aux environs du Carn na Glaic Buidhe, le contact bien que masqué par la tourbe, se suit approximativement depuis la route jusqu'au Loch an Eilich, car le grès se termine par une micro-cuesta de quelques mètres de haut tournée vers l'Ouest. Mais le socle plonge trop rapidement vers l'Est pour qu'il soit possible d'observer une exhumation autre que locale. Gneiss et grès sont tronqués par un seul et même niveau qui recoupe sous un angle marqué le prolongement supposé de la topographie prétorridonienne. A Mungasdale, des « knobs » convexes de gneiss poli sortent également de la couverture gréseuse, et le contact qui descend pratiquement jusqu'au niveau de la mer se trouve à 1,5 km plus au Nord, à une altitude de 200 m. Enfin, aux alentours du Loch Kernsary, le contact entre les plateaux de grès torridonien à l'Ouest et ceux de socle qui les prolongent à l'Est, est marqué par une dépression évasée et irrégulière que jalonnent des lacs. Mais ce creux mord largement sur les grès, de telle sorte que les abrupts de Torridonien sont nettement en arrière. Là encore, les bancs de grès viennent buter contre une topographie assez marquée, dont sont dérivés plusieurs versants alignés qui descendent rapidement vers l'Ouest. A partir du grand plan incliné vers l'Ouest que représentent les plateaux, une reprise d'érosion préglaciaire a mis en valeur le contact. La glace n'a fait qu'accentuer les choses, mais elle a probablement modifié le drainage qui était autrefois axé vers le Nord-Ouest sur Srondubh et qui se trouve maintenant rattaché à la vallée profondément surcreusée du Loch Maree.

En ce qui concerne les autres étages du Torridonien, l'inégalité du socle sous-jacent sans être aussi prononcée que pour les couches de Diabaig, n'en reste pas moins encore assez forte. Ainsi à Badbea, une bosse de gneiss

surgit brusquement du grès d'Applecross en interrompant la régularité de la pente douce du versant. Par un phénomène de « crag and tail », elle a d'ailleurs déterminé du côté ouest la localisation d'accumulations morainiques.

La baie de Gruinard au dessin semi-circulaire matérialise la convergence d'une série d'accidents tectoniques d'allure radiale *(Pl. I et fig. 53)*. L'âge des fractures est très variable. Certaines orientées NW-SE ou NNW-SSE ont été suivies par des dykes basiques prétorridoniens et le dépôt du grès s'est fait dans un creux prononcé qui préfigurait le fond de la baie actuelle. D'autres failles sont probablement, comme nous le verrons, d'âge tertiaire. Les dykes sombres qui traversent les collines de gneiss plus claires sont actuellement dans des positions topographiques qui peuvent varier beaucoup sur des distances rapprochées. Ainsi à l'Est de Little Gruinard, où leur tracé se suit d'une croupe à l'autre, ils peuvent être en saillie en bordure de la mer, nivelés dans le haut des croupes et en creux vers l'intérieur A vrai dire, c'est souvent la bordure qui constitue la zone faible plus que le dyke lui-même car ce dernier a une densité de diaclases ouvertes du même ordre que celle des gneiss encaissants ou même inférieure. Ces changements de comportement peuvent s'expliquer par des systèmes d'érosion agissant de façon différente. Sur le littoral où prédominent les actions mécaniques, la fragilisation par des plans de faiblesse en bordure du dyke est essentielle. Au contraire, à l'intérieur, la composition pétrographique devient le facteur primordial.

La convergence des failles vers la baie de Gruinard a imposé à certains tronçons de cours d'eau qui y débouchent un tracé rectiligne. Ainsi la rivière Gruinard suit successivement plusieurs accidents différents. Dans son cours inférieur, dont le tracé a d'ailleurs varié, la rivière exploite actuellement une ligne de faiblesse qui se traduit par un remarquable alignement de parois rocheuses sur une centaine de mètres. Un versant raide, abrupt et rectiligne prolonge cet accident jusqu'à la mer.

Un exemple de faille assez spectaculaire est fourni par la partie inférieure de la rivière Little Gruinard. Cette vallée, elle aussi bien rectiligne, a des versants relativement évasés et symétriques. Dans la partie terminale de son cours elle change brusquement d'orientation pour s'encaisser dans le gneiss. Or dans le prolongement du cours amont, il est aisé d'observer que des escarpements rocheux sur le haut du versant ouest se poursuivent en ligne droite vers le Nord. Grâce à la réfection de la route A 832, on peut avoir des coupes fraîches qui permettent de comprendre les particularités topographiques. Aux ressauts du haut, correspond une roche saine et massive; puis le gneiss est de plus en plus brisé jusqu'à n'être plus qu'une masse traversée par d'innombrables diaclases disposées en tous sens. Ce matériel où la décomposition *in situ* a progressé aisément le long des plans de broyage, forme une bande de près de 10 m de large. Il est surmonté par la moraine de fond qui se plaque contre le versant. Plus bas, on retrouve un gneiss massif et sain entaillé par la rivière. Cette inadaptation locale de la rivière à la ligne de faille témoigne de l'imperfection du nettoyage par la glace dans un lieu pourtant bien exposé.

La faille qui limite au Sud-Est le fossé d'Aultbea où sont conservés des sédiments secondaires, débouche aussi dans Gruinard Bay, mais elle a plus d'intérêt que les précédentes, car non seulement elle dénivelle des terrains relativement récents, mais elle se traduit dans le relief par un abrupt tourné vers le Nord-Ouest, c'est-à-dire dans le même sens que le regard *(fig. 53 et 54)*. Le fossé d'Aultbea est nettement dissymétrique : au Nord-Ouest, on passe progressivement sans rupture de pente aux éléments de bas plateau conservés dans la presqu'île de Greenstone. Au Sud-Est, au contraire, l'horizon est barré par un abrupt qui sans être très raide n'en est pas moins bien marqué. De dessin peu festonné, de profil rectiligne, il correspond à une faille. Faut-il y voir un escarpements de ligne de faille ou un véritable escarpement de faille un peu dégradé ? Le Lias qui borde la faille a un faciès de grès blanc relativement friable par rapport au Torridonien avec lequel il est en contact. Mais au Nord-Ouest, le Trias est nivelé à la même altitude que le Torridonien. Or ce niveau d'aplanissement qui n'est qu'à 70-80 m au Nord-Ouest de la faille se retrouve immédiatement au Sud-Est à 150 m c'est-à-dire à l'altitude habituelle de la surface pliocène dans les environs. On peut évidemment penser à deux niveaux distincts, mais vers le Nord-Ouest les altitudes montent doucement et régulièrement dans la presqu'île de Greenstone pour atteindre 120 m environ. Une disposition analogue s'observe de l'autre côté du Loch Ewe dans le triangle bas qui occupe le coin nord-est de la péninsule de Rubha Réidh où l'aplanissement côtier se trouve à des altitudes anormalement basses. Tout se porte donc à croire que la faille en question — qui doit se prolonger à travers le Loch Ewe à en juger par le tracé de la côte et des isobathes — a rejoué assez récemment, vraisemblablement à la fin du Tertiaire. En effet si l'aplanissement pliocène est dénivelé, l'escarpement n'est pas frais et a subi une dégradation au Quaternaire dans un matériel de grès qui se prêtait d'ailleurs bien à l'action du gel. Le compartiment affaissé qui comprend la péninsule de Greenstone, l'île d'Ewe et la partie nord-est de la péninsule de Rubha Réidh a été légèrement basculé du Nord-Ouest vers le Sud-Est, ce qui explique non seulement la décroissance d'altitude dans cette direction, mais aussi la forme curieusement élargie du Loch Ewe vers l'intérieur. On ne peut pas considérer ces accidents récents ou le rejeu d'accidents anciens comme un phénomène exceptionnel. On les retrouve en plusieurs endroits dans les environs et en se rapprochant du centre volcanique de l'île

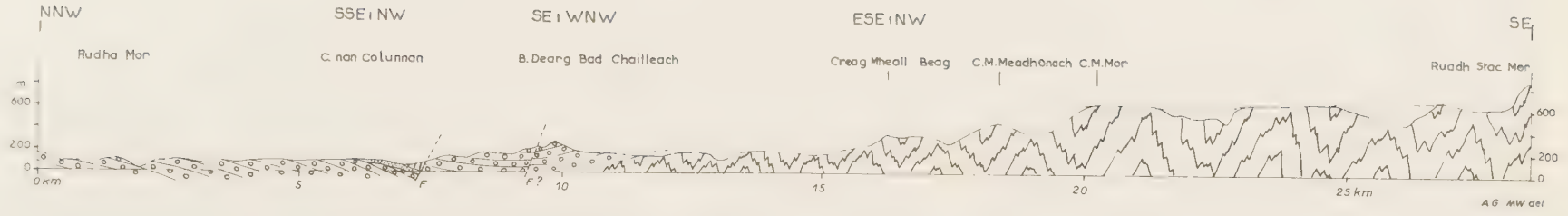


FIG. 54. — *Coupe depuis la péninsule de Rudha Mòr jusqu'au massif de Fisherfield Forest.*

de Skye nous verrons que les failles tertiaires ne cessent de prendre de l'importance. Dans la péninsule de Greenstone, des escarpements bien marqués et rectilignes liés à des failles sont inexplicables par la lithologie puisqu'ils sont localisés dans un matériel homogène de grès d'Applecross. Les magnifiques brèches tectoniques de Torridonien broyé et non reconsolidé qui jalonnent le tracé d'une faille sur le flanc sud-est de la colline de Meall an Doire, au Sud du Loch Thùrnaig, sont peut-être à mettre également sur le compte de mouvements récents.

Les littoraux de la baie de Guinard et du Loch Ewe ont conservé, comme ceux des régions plus septentrionales, des traces de rivages anciens, mais pour la première fois nous voyons clairement se généraliser l'existence de deux niveaux distincts. D'un secteur à l'autre, les éléments morphologiques se disposent presque toujours de la même manière et une description de chaque site ne s'impose nullement. Le niveau supérieur est constitué par le sommet plat ou doucement incliné d'un remblaiement situé à 15 m environ au-dessus du niveau des hautes mers. Si les formes rappellent celles d'une plage soulevée, le matériel est bien différent de ce qu'on attendrait d'une accumulation marine. L'émoussé est peu poussé, même pour les grès torridoniens qui sont pourtant un peu plus arrondis que les gneiss. Les galets sont disposés souvent en vrac, et quand un litage existe, il est fruste, peu continu, et ne concerne que les petits cailloux. Quelquefois le classement des galets est si mauvais, la disposition si anarchique, qu'on est tenté de voir dans ce matériel un dépôt morainique (Little Gruinard). Néanmoins la matrice sableuse se présente assez souvent sous forme de lits sableux plus ou moins ferruginisés (exemple : Poolewe). En un mot, nous avons à peu près tous les caractères des dépôts fluvio-glaciaires effectués rapidement, à proximité immédiate des glaciers mais raccordés à un même niveau marin situé nettement au-dessus du zéro actuel (1). Autrement dit, les restes de remblaiement observables aujourd'hui constituent plutôt que de véritables vestiges de plages soulevées, des parties de cônes très aplatis qui se raccordaient à des plages appartenant vraisemblablement au niveau de la « 50-foot raised beach » des Britanniques. *Toutes les transitions sont possibles entre un matériel typiquement fluvio-glaciaire et un matériel marin,* puisqu'il y avait passage latéral de l'un à l'autre. Au moins dans cette région, l'action marine a été des plus limitées, sans doute parce que les côtes sont assez abritées.

Ce remblaiement supérieur est disséqué le long des cours d'eau par des gorges à grands versants raides mais couverts, et en bordure du rivage par de belles falaises mortes, en général bien conservées, mais parfois burinées par des ravins morts (Little Gruinard). Il est clair que le changement rapide du niveau marin lié au soulèvement isostatique de la fin de la période glaciaire a provoqué un intense creusement des vallées dans leur partie inférieure. Ces gorges qui entaillent parfois la roche en place ont été réalisées en un temps record, grâce à la position très favorable du niveau de base mais aussi grâce à l'abondance du ruissellement sous climat froid qui a permis d'ailleurs le creusement de nombreux ravins maintenant morts. En aucun cas, on ne peut considérer ces entailles comme des phénomènes actuels.

D'ailleurs en contrebas, les vallées sont occupées par des terrasses basses qui se raccordent à une plage ancienne située à 1 m environ au-dessus des plus hautes mers. C'est la dissection de ces terrasses qui mesure le travail de creusement vertical récent. Parfois la plage ancienne inférieure est remplacée par une plate-forme rocheuse qui correspond au dégagement des roches polies sous le remblaiement supérieur (à First Coast par exemple). Quoiqu'il en soit, l'ancien niveau marin rencontré ici n'est autre que celui que nous avons repéré et suivi sur les côtes depuis le Loch Eriboll. A Poolewe, on peut comparer le matériel des deux remblaiements superposés : il n'y a pas de différences essentielles, car la formation inférieure a été constituée aux dépens du dépôt fluvio-glaciaire de transition qui la borde. Néanmoins les petits cailloux sont plus nombreux et plus souvent disposés à plat, les esquisses de lits se précisent. Classement et triage traduisent donc un remaniement par la mer qui a façonné les grandes falaises maintenant mortes dominant la plage ancienne. Cette dernière est séparée de l'estran actuel par une microfalaise dont la hauteur est comprise entre 0,70 m et 1,60 m.

Les montagnes.

Par rapport aux régions plus septentrionales, les montagnes sont relativement mal individualisées et l'angle basal qui les sépare du plateau côtier n'est pas toujours net. Parfois les apparences font illusion : ainsi au B. nam Ban, un « knick » bien marqué du côté ouest, traduit en fait l'existence d'une dénivellation tectonique sans doute assez récente. Les vrais inselbergs ou inselgebirge font à peu près défaut et d'un manière générale, les montagnes ont conservé une base massive modelée par des aplanissements plus anciens que ceux que l'on rencontre dans les environs du Suilven par exemple. A l'exception de l'axe du Loch Maree occupé, on l'a vu, par un grand décrochement latéral, il n'y avait pas d'accidents transversaux suffisamment importants ou nombreux pour permetre de substantiels progrès vers l'intérieur des surfaces d'aplanissement récentes : pliocène et écossaise. On a donc avant tout une morphologie faite de plateaux étagés qui correspond à une riche gamme

(1) A. Poolewe, quelques buttes étroites et longues de moraines latérales dépassent le sommet plat du remblaiement sur lequel ont dégringolé des gros éboulis tardiglaciaires.

de niveaux d'érosion d'âge variable. Dans les alentours des montagnes, d'importants vestiges de surfaces intermédiaire ont été assez peu entamés et représentent la majorité des sommets des interfluves. A des altitudes supérieures, d'autres niveaux davantage engagés dans les massifs montagneux forment des topographies élevées étonnamment calmes *(fig. 54)*.

L'extension de la surface intermédiaire n'a guère permis aux charriages de se manifester dans la topographie. Dans tout le plateau parsemé de petits lacs qui s'étend du Loch Broom jusqu'à Dundonnell Forest, et qui correspond pour l'essentiel à des restes de surface intermédiaire, la zone charriée, au demeurant fort étroite, n'apparaît qu'épisodiquement dans la morphologie à la faveur du creusement de quelques vallées. Ainsi sur les deux plateaux qui encadrent la vallée de la Dundonnell River, les charriages sont pratiquement nivelés, mais à proximité de la vallée, ils se marquent dans la topographie. Au Cran a' Bhreabàdair, le charriage de Moine apparaît sous la forme d'un gros escarpement un peu lourd dominant les petits ressauts du Cambrien moyen et la montée substructurale des quartzites autchotones aboutissant au crêt qui se trouve au Nord-Ouest. Ces escarpements quartzitiques très raides qui jalonnent le contact entre le Cambrien incliné à 12-15° et le Torridonien en pente plus douce (4-8°), peuvent dépasser 25 m de haut (Coir a' Ghiubhsachain). Ils sont longés par la vallée du Garbh Allt. La minceur de la tourbe, la rareté des éboulis, permettent de constater que la surface infracambrienne ne joue ici presqu'aucun rôle. Pourtant à l'endroit où la pente s'accentue pour conduire à la vallée de la Dundonnell River, le Gharb Allt a utilisé le contact en glissant sur le plan de discordance qui est mis à nu sur une longueur d'environ 20 à 25 m. Somme toute, la surface infracambrienne doit à une position favorable d'avoir été conservée localement. Plus en amont, elle a disparu car une vallée glaciaire affluente exploitait le contact en entamant le Torridonien. En aval, c'est déjà le versant du Strath Beag (Dundonnell River) très déprimé qui a évolué comme un tout.

Dans cette région de Dundonnell, la surface intermédiare n'a pas été conservée dans son état originel, mais elle a été divisée en une série de compartiments par des failles dont on a tout lieu de penser qu'elles sont relativement récentes. Si la vallée tout a fait rectiligne de l'Allt a' Chàirn n'est qu'une banale vallée de ligne de faille le long d'un accident WNW-ESE qui peut être fort ancien, deux escarpements traduisent des mouvements relativement récents. Ils sont tous deux très rectilignes et continus et ne peuvent s'expliquer par des raisons lithologiques. Le premier orienté SW-NE est d'abord emprunté par la rivière Dundonnell dont la vallée acquiert ainsi une forme très dissymétrique avec de grands escarpements rocheux de plus de 150 m de haut sur le versant sud-est et des pentes douces de l'autre côté. Au bout d'un kilomètre et demi, l'escarpement quitte la vallée et se poursuit en ligne droite vers le Nord-Est, en diminuant d'importance il est vrai. On le suit très bien limitant le plateau du Càrn a' Bhiorain et celui du Meall a' Chair. Un tel accident est inexplicable par la lithologie, car le matériel, un gneiss moinien assez fissile en bancs inclinés vers le Sud-Est, est homogène. Il faut l'interpréter comme une faille qui dénivelle la surface intermédiaire de 40 à 100 m par endroits. Le second alignement d'abrupts a une orientation SSE-NNW parallèle au bord sud-ouest rectiligne du Loch Broom, lui-même déterminé par une faille. Il se suit depuis Dundonnell House jusqu'au pied du B. nam Ban, dans des roches variées — Moinien, quartzites, Torridonien — qui se relayent sans altérer l'unité d'un escarpement qui peut néanmoins changer de caractère d'un point à l'autre. Dans le Moinien, les abrupts massifs occupent plus de la moitié de hauteur; dans les quartzites, il y a de longs éboulis et l'escarpement n'occupe qu'un quart ou un cinquième du total. Dans le Torridonien, les pentes sont un peu moins raides et la forme est plus lourde, mais le contact entre le B. nam Ban et le plateau qui est au pied reste brutal, malgré l'homogénéité lithologique des grès qui composent l'ensemble. Ces failles qui sont au moins postérieures à la surface intermédiaire expliquent les variations rapides dans les altitudes des restes de ce niveau d'érosion. Elles n'ont été utilisées que très localement par les cours d'eaux principaux qui étaient donc déjà installés. Ainsi la rivière Dundonnell exploite après un coude brusque la première faille décrite plus haut. Mais l'opposition entre la large vallée évasée d'amont et l'étroit talweg encaissé qui lui fait suite, l'existence de rapides et de cascades à l'endroit du raccord où passe justement la faille, montrent que la glace a exagéré les contrastes. La rivière n'a fait que retrouver, en une adaptation grossière et approximative, la ligne de faille. Pourtant le façonnement de la plupart des traits majeurs de la vallée ne peut être d'origine glaciaire, car il est aisé de retrouver des traits caractéristiques de la morphologie préglaciaire. D'anciens méandres encaissés sont trop bien conservés au Nord de Dundonnell House, à Corryhallie et plus en amont, pour qu'on puisse douter de l'existence d'une vallée fluviatile préglaciaire sinueuse affectée seulement en un endroit par le passage de la faille transversale. La glace, malgré quelques retouches — un sapement latéral, un approfondissement du secteur adapté à la faille — n'a pas modifié l'essentiel des traits préglaciaires. Quel contraste avec la vallée voisine du Loch Broom-Strath More, qui apparaît au moins dans la moitié d'amont comme une magnifique auge rectiligne ! Toute la différence vient de ce qu'au Loch Broom à une alimentation supérieure s'ajoutait l'utilisation d'un puissant accident longitudinal qui pouvait d'ailleurs avoir commencé avant l'arrivée des glaciers et qui en tout cas se prêtait bien au calibrage de la vallée. Les résultats acquis en examinant les différents galets des alluvions de la rivière Dundonnell *(fig. 55)* ne modifient pas l'échelle de résistance à l'usure mécanique qui avait été obtenue dans la basse vallée de la rivière Kanaird, malgré des pourcentages quelque peu différents.

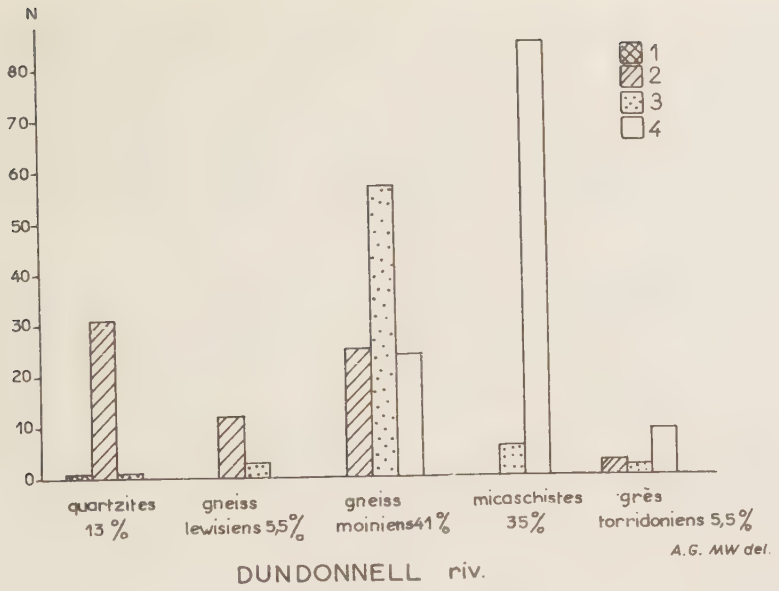


Fig. 55. — *Emoussés « à vue » des galets de la rivière Dundonnell House.*
Galets compris entre 50 et 150 mm. 1 : anguleux; 2 : subanguleux;
3 : mal arrondis; 4 : bien arrondis.

Vers le Sud, les charriages participent un peu à la morphologie des montagnes, mais si les aplanissements changent, le rôle des nappes reste aussi modeste qu'à Dundonnell Forest. Le charriage de Moine se marque ainsi sur le versant qui borde la vallée de l'Amhainn Loch an Nid par une rupture de pente qui signale le contact du Moinien avec le Cambrien moyen. Il faut atteindre les environs du Loch an Nid pour voir se développer la largeur de la zone charriée et corrélativement s'amplifier son intérêt morphologique. Au Mullach Coire Mhic Fhearchair, la dissymétrie de la montagne est d'origine structurale. Le grand plan incliné qui subsiste au Sud-Est ne s'explique pas seulement par l'inclinaison des bancs de quartzites autochtones dans cette direction, mais encore par la présence d'une tranche relativement mince de gneiss charrié qui a utilisé le Cambrien moyen comme lubrifiant en le transformant en plan de discordance mécanique. Cette « nappe de Kinlochewe » en s'enfonçant vers le Sud-Est sous le Moinien laisse la place au charriage de Moine qui apparaît en arrière sur le flanc du B. Bheag. Nivelée plus au Sud par les aplanissements de Kinlochewe Forest, l'extréminté actuelle de la nappe moinienne n'apparaît plus que le long des vallées, toujours sous la forme d'un lourd bourrelet convexe. Quant à la nappe de Kinlochewe, elle s'étale mais se complique. Au Lewisien charrié s'ajoutent des écailles de quartzites et de grès qui sont partiellement nivelées par le développement de la surface écossaise, de telle sorte que nous n'avons plus la belle simplicité du grand plan incliné du Mullach Coire Mhic Fhearchair. Si le charriage de Kinlochewe apparaît bien dans le paysage sous forme d'un abrupt autonome de gneiss dominant l'escarpement des quartzites autochtones qui recoupent eux-mêmes les bancs faiblement inclinés du Torridonien sous-jacent, c'est évidemment à l'intercalation des couches de Cambrien moyen et supérieur que nous le devons. Mais la mise en valeur de deux accidents aussi rapprochés, parallèles et rectilignes, ne peut se comprendre que par l'exploitation de la grande faille du Gleann Bianasdail. Cette faille NE-SW qui se retrouve décalée de l'autre côté du Loch Maree, sert ici de limite aux terrains charriés, car son regard est sud-oriental et le socle autochtone disparaît en profondeur au Sud-Est de l'accident. Somme toute nous avons un escarpement de ligne de faille inversé, grâce à la présence dans le compartiment affaissé de gneiss lewisien charrié et de quartzites autochtones plus résistants que le Torridonien de l'autre compartiment. Il y a bien eu un certain recul des deux escarpements au Quaternaire, comme en témoignent les débris anguleux de la terrasse qui est au débouché du Gleann Bianasdail, mais cela représente fort peu de chose dans l'ensemble et la gélifraction a eu surtout pour effet de dégager par endroits une petite banquette de surface précambrienne au pied de l'escarpement de quartzites.

Au milieu des montagnes, subsistent de magnifiques vestiges d'aplanissements élevés conservés dans le gneiss lewisien. Les meilleurs exemples sont dans Fisherfield Forest *(fig. 54)*. Des lanières de plateaux à la surface étonnamment régulière se suivent depuis le Creag Mheall Mor jusqu'au pied du Ruadh Stac Mor à des altitudes comprises entre 630 et 650 m. On ne peut songer à y voir des restes de surface infratorridonienne, car cette dernière est très irrégulière dans les environs. Comme par ailleurs la surface intermédiaire est présente un peu en contrebas, comme au-dessus nous retrouvons la surface supérieure qui sert de piédestal à certaines montagnes (An Teallach par exemple) exactement de la même manière qu'au B. More Assynt, nous sommes

en droit de penser que ces étroits plateaux de gneiss représentent un aplanissement autonome mordant sur les versants en-dessous des restes de la surface supérieure. Pour cette raison, et faute de pouvoir le dater, nous pouvons le désigner sous le nom de « haut palier d'érosion » ou encore fragment d'une « haute surface ».

Les montagnes qui dominent ces aplanissements appartiennent à plusieurs types morphologiques. Pour avoir un échantillonnage représentatif de la région, nous analyserons trois exemples : l'imposant ensemble montagneux d'An Teallach qui est constitué presqu'entièrement de grès torridonien, la lourde échine de roches basiques anciennes du B. Airigh-Charr-B. Lair et enfin la montagne relativement isolée du Slioch qui pose de nouveau le problème des inégalités de la topographie infratorridonienne.

An Teallach est un impressionnant édifice formé d'un assemblage de pyramides aux parois raides et parfois vertigineuses qui se groupent en trois branches reliées à une crête centrale à la manière d'un E majuscule tourné vers l'Est. Deux profonds cirques, dont l'un est encore occupé par un lac, séparent les branches.

De tous les côtés, An Teallach se détache vigoureusement et même brutalement au-dessus des plateaux environnants, mais c'est certainement à l'Est que le contact est le plus simple et le plus spectaculaire : les plateaux de Dundonnell Forest qui représentent des restes étendus de surface d'érosion intermédiaire viennent directement buter contre le pied de la montagne en créant un angle marqué qui donne à l'ensemble montagneux une apparence d'inselgebirge. La dénivellation est de l'ordre de 450 m. Ce paysage est parfaitement visible depuis le B. Dearg à une vingtaine de km plus à l'Est car le recul permet d'avoir une idée globale. Au Nord et au Nord-Ouest, il faut déjà monter sur les hauts plateaux pierreux de la surface supérieure, au Sgurr Ruadh ou au Sud de Mac'us Mathair, pour voir se détacher les pyramides sommitales qui semblent posées sur un véritable piedestal de 750-800 m. d'altitude. La coexistence des deux formes rappelle beaucoup ce que nous avions observé dans un matériel différent au B. More Assynt. Cette dissymétrie qui tient à une pénétration plus poussée des aplanissements récents du côté est a été renforcée au Quaternaire grâce à des différences d'exposition climatique. Les crêtes du côté nord et nord-est se terminent par des parois vertigineuses que rompent de temps en temps des banquettes herbues. Au contraire vers le Sud, les pentes plus douces sont recouvertes en grande partie par des éboulis couverts.

Trois sommets pointus s'individualisent aux extrémités des crêtes à l'Est grâce au chapeau de quartzites discordants qu'ils ont conservé. A la partie supérieure, les formes simples à pentes rectilignes très régulières (33 à 37° pour la pyramide centrale) couvertes d'éboulis clairs s'opposent aux parois de Torridonien, burinées par de grandes diaclases et accidentées par de multiples replats structuraux. Cette originalité de la morphologie des quartzites qui apparaît fort bien sur la crête à l'Est du Bidein a' Ghlas Thuill, ne peut s'expliquer que par une sensibilité fort grande à la gélifraction. Après la disparition des glaciers, le nettoyage ayant cessé, les débris de quartzite ont continué de s'accumuler tandis que les parois de Torridonien restaient à peu près nues. Ainsi le Quaternaire froid pourrait expliquer l'exhumation locale de la surface infracambrienne à l'Est du Sàil Liath. Un plan incliné qui recoupe les bancs de Torridonien permet de faire les raccords entre la base de la cuesta de quartzite au pied de la montagne et le placage qui subsiste sur le flanc.

Dans le détail, les grès torridoniens montrent une assez grande variété de formes qui traduisent des conditions d'évolution différentes. Sur les rebords des plateaux, dans la partie supérieure des versants qui conduisent aux grandes vallées, ils ont surtout gardé une forte empreinte de l'action glaciaire. Généralement dans un grès assez massif dont les bancs peu inclinés sont traversés par quelques diaclases bien dessinées mais relativement espacées, on a une succession très caractéristique de grands escaliers. Au Nord-Est du Glàs Mheal Mòr, au-dessus de la vallée du Strath Beag, ils ont 10 à 15 m de haut et sont constitués d'une série de banquettes de roches polies séparées par des parois où a joué l'arrachement par la glace. Le gel tardiglaciaire a laissé quelques gros éboulis au pied de chaque abrupt.

Sur les parois raides des cirques, les diaclases ont été beaucoup mieux exploitées, sur des profondeurs qui atteignent couramment 25 à 40 m sans interruption. Le gel a utilisé les deux plans de diaclases perpendiculaires au litage pour façonner des pans rocheux très étroits et de forme géométrique qui constituent parfois de véritables pinacles.

Au voisinage des sommets et sur le haut des versants doux exposés au Sud, les grès forment des empilements de dalles aux bords arrondis. Toutes les transitions sont possible entre les dalles en place qui ne font que souligner le litage et les dalles libres qui ont glissé en alimentant les éboulis. L'épaisseur est assez constante pour un même secteur : 5 cm au Bidein a' Ghlas Thuill. Ces dalles sont une forme de désagrégation superficielle des grès suivant les lits de stratification. Leur formation s'accompagne d'ailleurs de la production de menus débris qui donnent une idée de l'importance de l'altération postglaciaire dans la topographie gréseuse.

Sur les hauts plateaux qui sont au pied des pyramides montagneuses, on a d'immenses champs de pierrailles constitués par un matériel comprenant des dalles ou des morceaux de dalles, des cailloux de gneiss ou de quartz libérés par la désagrégation des lits conglomératiques, et enfin une arène terreuse. Ces matériaux montrent trois types d'arrangements qui traduisent l'influence de phénomènes périglaciaires anciens.

1) Quand la topographie est subhorizontale — ce qui est rare — elle est occupée par de simples sols dallés, où quelques petits éléments anguleux sont encore recassés par le gel actuel. L'absence de cercles de pierres s'explique par le rôle inhibiteur que jouent les dalles d'assez grande dimension. Entre elles, quelques esquisses peuvent exister.

2) Sur les pentes douces bien exposées qui forment la plus grande partie de la superficie des plateaux, les terrassettes disposées suivant les courbes de niveau, deviennent un élément fondamental et même obsédant du paysage *(photo 10)*. Elles occupent plusieurs kilomètres carrés. De 2 mètres de large en moyenne, de 40 à 50 cm de haut, avec un maximum de l'ordre du mètre, elles sont formées d'une banquette de dalles posées à plat ou relevant légèrement du nez et d'un rebord sablo-terreux le plus souvent couvert d'herbe. Généralement situées sur des pentes comprises entre 10 et 20°, elles peuvent elles-mêmes avoir une inclinaison non négligeable de 4 à 7°. La limite inférieure de leur extension est d'environ 700 m. La formation de ces centaines de guirlandes de terrassettes se comprend aisément en milieu périglaciaire, la pâte dense de l'arène terreuse ayant permis la translation de dalles qui se prêtaient justement bien au glissement. Mais ces mouvements de masse agissent-ils encore actuellement ? C'est peu probable, car les bourrelets qui séparent les banquettes sont entièrement colonisés par la végétation.

3) Un des traits les plus originaux de la morphologie de détail de ces hauts plateaux est contitué par la présence de petites dunes situées ordinairement sous le vent d'Ouest c'est-à-dire un peu en contrebas du côté Est. Elles proviennent évidemment du lessivage de l'arène par l'eau, mais le vent a remanié le sable dans les zones abritées sur la bordure orientale des plateaux. Ces dunes ne sont pas actuelles. Elles sont couvertes de végétation et ont dû se former pendant une période plus froide et plus sèche sous un climat nettement périglaciaire. Pour le moment, elles sont plutôt en voie d'érosion et presque toujours du côté ouest *(photo 10)*. Les moutons y creusent des niches et le ruissellement temporaire s'en empare en édifiant à proximité des micro-cônes sableux de quelques mètres de large. De la même manière, les grands éboulis couverts des versants sont balayés sous l'action du piétinement des moutons qui ouvre la voie au ravinement; les produits caillouteux et sableux remis en marche se retrouvent sous forme d'une frange claire en bordure des lacs (ex. Loch Toll an Lochain).

L'ensemble B. Airigh Charr - B. Lair apparaît comme une vigoureuse échine orientée NW-SE, se dressant brusquement au-dessus des bas plateaux de gneiss des environs de Poolewe et de la bordure du Fionn Loch *(fig. 56 et photo 11)*. Mais ce massif allongé doit son individualisation avant tout à la présence de deux grandes failles qui l'encadrent. Au Sud-Ouest, c'est le grand décrochement latéral du Loch Maree, dont nous aurons à reparler. Au Nord-Est, existe probablement un accident jalonné par un grand creux rectiligne qu'on suit du Loch Kernsary au Lochan Fada. En effet, une série de particularités topographiques se comprennent difficilement sans l'existence d'une grande fracture. Tous les sommets qui composent l'échine ont la même dissymétrie comprenant un versant doux et relativement irrégulier du côté du Loch Maree et vers le Nord-Est une véritable paroi dont la pente d'ensemble dépasse 50° et dont le commandement total peut aller de 300 à 450 m. Certes l'inclinaison des terrains vers le Sud-Ouest peut expliquer une pente raide qui a été encore renforcée par l'exposition climatique favorable vers le Nord-Est au Quaternaire.Mais comment comprendre l'alignement remarquable des parois qui composent le versant raide sur plus de 10 km, si l'on ne fait pas intervenir une grande fracture ? Cet accident se marque déjà par la dissymétrie qui affecte la vallée de l'Allt Chaol Doire dans le matériel homogène de gneiss du bas plateau côtier à l'Ouest. Il se poursuit de l'autre côté du creux qui borde l'échine montagneuse le long du flanc méridional du B. Tharsuinn Chaol absolument rectiligne sur 5 km. Cette coupure qui joint le bassin du Lochan Fada à celui du Fionn Loch est donc dans sa partie médiane la plus resserrée (environs du B. Lair) encadrée des deux côtés par des versants raides tout à fait rectilignes. Elle peut représenter une grande dépression exploitée le long d'une ligne de fracture ancienne. L'exploitation aurait été beaucoup plus avancée de part et d'autre d'un étranglement transversal B. Lair-A'Maighdean, qui forme sans doute le jalon d'une ancienne ligne de partage des eaux. Il n'est nullement nécessaire de faire intervenir ici de grands déplacements verticaux récents.

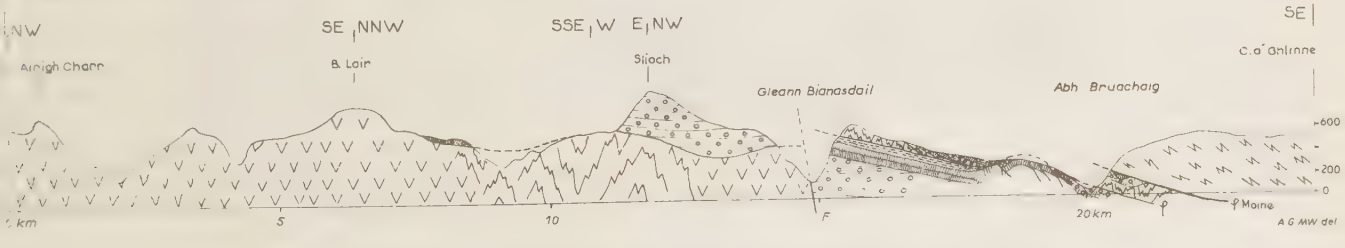


Fig. 56. — ***Coupe à travers les montagnes de la bordure nord-est du Loch Marree.***

De fait, les vestiges de hautes surfaces qui couronnent le sommet de l'échine se retrouvent à des altitudes analogues sur les montagnes qui sont au-delà de la grande coupure au Nord-Est. Ainsi des restes de surface

supérieure sont bien conservés aux environs du B. Lair mais on peut en voir à des altitudes voisines aux sommets d'A'Maighdean, du B. a Chlaidheimh et au B. a' Chàisgeinn Mòr *(fig. 57)*. Il faut donc supposer que ces montagnes ont fait partie autrefois d'un même ensemble, ce qui exclut la possibilité d'un grand déplacement vertical le long de la fracture décrite plus haut.

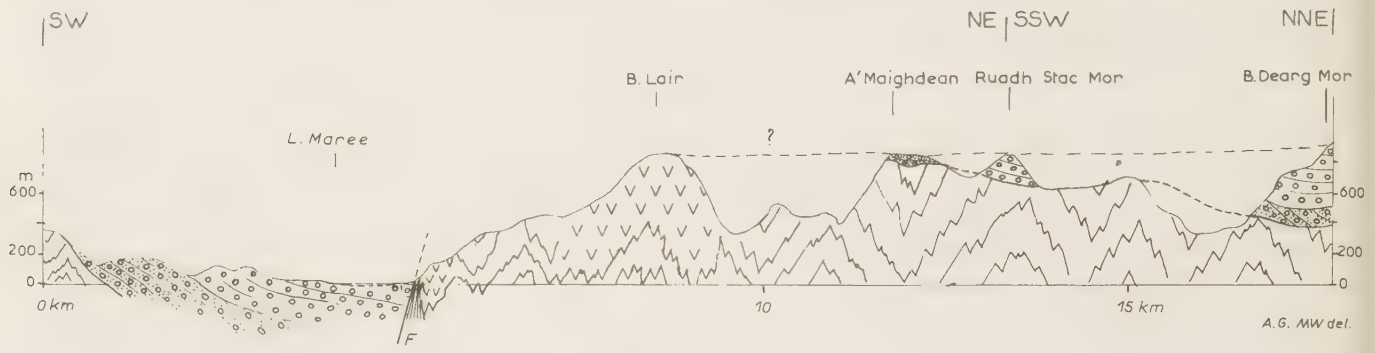


Fig. 57. — *Coupe à travers la vallée moyenne du Loch Maree et les montagnes de la bordure nord-est.*

En ce qui concerne plus particulièrement l'échine du B. Lair-B. Airigh Charr, il est remarquable que les surfaces les plus hautes et les plus anciennes soient conservées dans un matériel qui occupe presque toujours une position dominante dans les environs : une roche basique d'origine éruptive qui a été transformée par métamorphisme en schistes verts à hornblende et à épidiorite *(photo 11)*. Mises en place dans de vieilles séries sédimentaires, encore visibles sous la forme d'étroites bandes de micaschistes et de marbres, ces feuilles intrusives basiques ont été plissées violemment avec les sédiments et même recouvertes par endroits en discordance mécanique par du gneiss lewisien charrié avant le dépôt du Torridonien. Il est facile de comprendre que les affleurements de paragneiss aient été exploités par érosion différentielle, car les micaschistes en particulier sont beaucoup plus sensibles à l'altération que les autres roches. Si la base de la montagne est si nette du côté nord, c'est qu'elle est suivie de manière quasi-continue par un mince ruban de micaschistes. Entre les escarpements de schistes à hornblende et d'amphibolites et les plateaux de gneiss environnants, s'intercalent des schistes sombres où brillent des paillettes de mica et qui sont dans un état d'altération poussée, parfois même entièrement pourris. Ils accompagnent quelquefois la base des surplombs de schistes verts redressés et se marquent couramment par un creux tourbeux. De la même manière s'explique la localisation des entailles le long des affleurements micaschisteux sur le versant qui conduit au Loch Maree.

Plus délicate à interpréter est la position dominante des schistes à hornblende par rapport aux gneiss lewisiens des plateaux environnants ou de la klippe de Letterewe sur laquelle a mordu un aplanissement relativement récent. En effet ces schistes gris-vert forment en apparence un matériel plus friable que le gneiss. Ils sont généralement très fissiles et s'effritent facilement en alimentant des couloirs d'éboulis fins avec de multiples plaquettes anguleuses irrégulières qui glissent les unes sur les autres dans un bruit de vaisselle cassée. Ces bancs de roche nettement inclinés vers le Sud-Ouest et qui donnent naissance à de multiples chicots rocheux irréguliers tournés vers le Nord-Est s'accompagnent de surplombs dont la résistance n'est pas à toute épreuve. Ils semblent avoir souffert non seulement du gel de la période quaternaire mais encore de la désagrégation en milieu frais et humide qui a suivi. Autrement dit, la position culminante occupée par cette roche est en déséquilibre avec les systèmes morphoclimatiques du Quaternaire et même de la fin du Tertiaire. Pour comprendre les relations topographiques, il faudrait remonter à une période plus ancienne. Mais le seul facteur de résistance que nous ayons pu déceler, une porosité très faible (moins 0,2 %), n'a guère pu entrer en ligne de compte, car le gneiss lewisien est aussi peu poreux.

Dans les innombrables débris de petite taille des schistes à hornblende du B. Airigh Charr, s'observent quelques phénomènes périglaciaires anciens et actuels. La forme la plus courante sur ces versants irréguliers est la coulée de blocailles et de pierrailles glissant sur la terre brune de décomposition des schistes et se terminant le plus souvent par un petit bourrelet convexe. Jusqu'à 700 m environ, on peut noter quelques cercles de pierres actuels (diamètre = 20 cm) et de beaux sols striés; mais si le matériel est favorable, la topographie est trop heurtée pour laisser la place à des champs étendus de sols géométriques. Les éboulis sont souvent repris par un ravinement dont le point de départ se situe au niveau de timides niches de décollement.

Le Slioch est une de ces montagnes en forme d'éperon tourné vers le Nord-Ouest qui doivent leur dissymétrie à l'inclinaison des bancs de grès torridonien *(fig. 58)*. Limité de trois côtés par des failles, il est relativement isolé. Mais son intérêt morphologique n'est pas là. Grâce à la grande coupe naturelle du Loch Maree, il offre une magnifique illustration — sans doute la plus belle d'Ecosse — du caractère irrégulier de la topographie

PHOTO 10. — *Les formes périglaciaires mineures du haut plateau d'An Teallach.* Au premier plan, les terrassettes de dalles de grès. Au fond, une dune érodée.

PHOTO 11. — *La terminaison de l'échine schisteuse du B. Airigh Charr* (sommet 2294) au-dessus des bas plateaux de gneiss des environs de Poolewe. Noter le contraste entre la raideur des parois et l'allure calme du sommet. Au fond, l'escarpement de ligne de faille du Loch Maree. Vue vers l'Ouest.

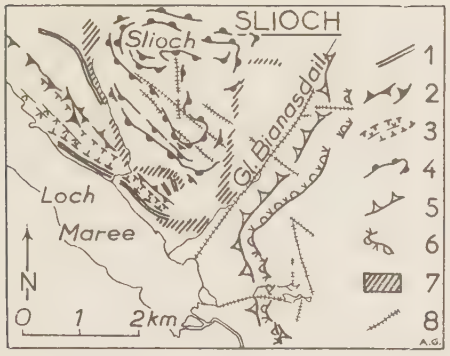


Fig. 58. — *Les environs du Slioch.*
1 : échine de gneiss; 2 : crête et escarpement de roche basique; 3 : dépression dans les micaschistes et chicots internes; 4 : abrupt de Torridonien; 5 : escarpement de quartzite; 6 : bourrelet de gneiss charrié; 7 : restes de surface dérivée de la topographie prétorridonienne; 8 : creux de fracture ou vallée de ligne de faille.

infratorridonienne et de l'inversion de relief qui peut en découler *(fig 56)*. Depuis la rive opposée du Loch Maree on peut voir de manière schématique comment le Torridonien peu incliné a fossilisé deux vallées à versants raides taillés dans le gneiss. La topographie prétorridonienne a indiscutablement ici un aspect montagneux qui éclaire les particularités de certains faciès, comme l'existence de ces brèches rappelant d'anciens éboulis consolidés. L'exhumation partielle des anciens interfluves de gneiss au Meall Riabbach et au Meall Each ne fait que mieux ressortir l'inversion d'un relief qui garde par endroits une couverture de grès épaisse de 750 m. Le Torridonien y présente la topographie habituelle de grosses tours séparées les unes des autres par de profonds ravins. Dans le détail, quand on monte sur le flanc sud-ouest du Slioch, on constate que le passage du socle au Torridonien se fait effectivement très rapidement de telle sorte que le grès prend vite une grande épaisseur. Le contact est parfois jalonné par un petit cours d'eau qui s'encaisse un peu, mais au Slioch, comme au Suilven, il ne coïncide pas avec le pied des pentes raides conduisant au sommet. Une partie du grès est nivelé avec le gneiss et il est vain de vouloir rechercher dans les affleurements de Lewisien des restes étendus de surface dérivée de la topographie infratorridonienne. A l'Ouest, dans le prolongement de l'éperon qui termine la montagne, on a même un glacis doucement incliné (6 à 7°) qui, en tronquant nettement sur 200 m environ, les bancs de Torridonien, se raccorde vers 600 m d'altitude au sommet des croupes de gneiss. Cet aplanissement qui se retrouve dans les environs à des altitudes analogues (au Sud-Est du Sgurr Dubh par exemple) doit être assez ancien et probablement antérieur à l'élaboration de la surface intermédiaire. Mais il a pu être remanié par la suite. Toujours est-il que certaines croupes des environs immédiats de la montagne ont gardé l'empreinte de niveaux d'érosion plus récents. Le Meall Riabbach est probablement un témoin du replat écossais si largement représenté un peu plus à l'Est. Toutefois, à la différence du Suilven, ce niveau n'arrive pas directement au pied de la montagne pour en faire un véritable inselberg. L'isolement du Slioch tient plus à l'exploitation de failles proches qu'au développement d'aplanissements récents.

La proximité du niveau de base local du Loch Maree a permis la mise en valeur d'une structure rubannée d'origine sédimentaire dans le socle qui sert de soubassement au Slioch. Au Sud-Ouest du sommet, comme au Meall Riabbach, la topographie est faite d'une série d'alignements rocheux séparés par des creux tourbeux allongés du Nord-Ouest au Sud-Est. Les amphibolites et schistes à hornblende dominent par de gros bourrelets dissymétriques les autres roches, et en particulier les micaschistes et schistes à graphite qui sont nettement en creux. Le caractère très redressé des contacts a permis aux grands escarpements de roches basiques d'être bordés par des surplombs qui ont continué à fonctionner au Tardiglaciaire en lâchant quelques gros blocs irréguliers dans les dépressions micaschisteuses. Quant au gneiss lewisien du bord du lac, il donne naissance à une lourde échine de roches polies.

b. La faille du Loch Maree

La grande coupure naturelle que forme la faille du Loch Maree mérite un examen particulier. Cet accident majeur est un décrochement latéral dextre, orienté NW-SE, qui a affecté non seulement le socle et sa couverture gréseuse, mais encore la zone des charriages en arrière. Comme il arrive fréquemment dans ce type de faille, le jeu ne s'est pas limité à un glissement d'un compartiment par rapport à l'autre; des mouvements verticaux se sont combinés au déplacement horizontal, en modifiant le rejet d'un secteur à l'autre et même en inversant le regard. Tout le long du Loch Maree, le regard sud-est met en contact des montagnes de socle avec

*

une grande dépression encore occupée en bonne partie par du Torridonien. Puis, à l'extrémité nord-ouest du lac, le regard change rapidement de sens et dans la presqu'île de Rubha Réidh, des plateaux de gneiss ou de grès dominent vers le Nord-Est un triangle de Torridonien affaissé en bordure du Loch Ewe.

Il est remarquable que depuis le North Minch jusqu'à proximité du Loch a'Chroisg, sur plus de 45 km de longueur, cette faille apparaisse très clairement dans le relief, soit sous forme d'une vallée rectiligne comme au Glen Docherty, soit le plus souvent sous forme de grands escarpements très continus qui changent de sens avec le regard. Cela ne signifie nullement que l'accident qui suit d'ailleurs une vieille direction fondamentale de faiblesse en Ecosse du Nord soit récent. Mais au moins dans la partie nord-ouest, nous verrons qu'un rejeu relativement tardif est fort probable.

Quant à l'unité hydrographique si frappante jusqu'à Poolewe, elle n'a pas forcément toujours existé. Mais le témoignage des formes, la difficulté des reconstitutions montrent bien que l'état de choses actuel est acquis depuis longtemps, certainement bien avant que les glaciers ne rentrent en scène.

Le Glen Docherty.

Au Sud-Est, le Glen Docherty pourrait passer pour une banale vallée de ligne de faille, si certains de ses caractères ne retenaient l'attention. Relativement étroite par rapport à l'auge du Loch Maree qui lui fait suite, elle s'en distingue aussi par son profil symétrique et surtout par ses grands versants concaves où les éboulis laissent peu de place aux escarpements rocheux. Une telle ampleur des talus d'éboulis qui peuvent occuper jusqu'aux 3/4 et même 4/5 de la hauteur des versants tient d'abord à des causes structurales. Le Moinien dans lequel est creusé la vallée est plus fissile et divisible que les autres roches des environs. Il l'est d'autant plus qu'il a été intensément broyé au passage de la grande faille. En prenant comme limite la base des escarpements de roche saine et en utilisant au besoin les coupes naturelles faites par les ravins qui entaillent les versants, on peut essayer de calculer approximativement la largeur de la zone de broyage. Le chiffre obtenu est énorme — 450 à 500 m — si l'on considère qu'il correspond à la seule faille du Loch Maree. Mais plusieurs accidents parallèles ou des failles secondaires branchées sur la faille principale existent peut-être. Quoiqu'il en soit, l'alimentation des éboulis par le gel quaternaire a dû être considérable. Or, les glaciers qui empruntèrent cette vallée à plusieurs reprises ne prirent en charge qu'une partie du matériel disponible. Ainsi tout à fait en amont de la vallée, des buttes rocheuses de forme oblongue et allongées dans le sens de la vallée apparaissent comme des chicots sur lesquels sont plaqués les moraines. Mais en dessous du manteau morainique mince (souvent moins de 50 cm), on est surpris de constater que le matériel est constitué par un gneiss broyé auquel une décomposition poussée a donné une teinte d'ensemble terreuse et brune. Comme l'épaisseur de la roche pourrie atteint parfois 5 m, il est légitime d'hésiter sur la part qu'on peut attribuer à l'époque postglaciaire dans les processus de désagrégation. D'ailleurs un peu plus en aval, le long d'un ruisseau transversal qui souligne le contact avec la roche saine par une cascade, la roche broyée et décomposée est entaillée en gorge sur 10 à 12 m d'épaisseur. Il y a donc eu dans une vallée empruntée à plusieurs reprises par les glaciers issus des massifs montagneux voisins un nettoyage fort imparfait de la glace. Ce n'est que plus en aval, avec la confluence des deux vallées affluentes de l'Abhainn Bruachaig et de l'A' Ghairbhe, qu'on voit la vallée prendre un profil transversal en berceau qui s'ajuste sur l'auge du Loch Maree. Dans les grands talus d'éboulis du Glen Docherty, surtout du côté nord-est où le haut du versant est un peu plus escarpé, on assiste actuellement à un ravinement d'origine anthropique qui nourrit des cônes de déjection en contrebas. Il y a donc une légère reprise de l'évolution qui tend à repousser la rivière vers le Sud-Ouest où elle entaille la base des dépôts morainiques.

Le Loch Maree.

Le Loch Maree par sa forme dissymétrique matérialise bien l'existence d'un fossé d'angle de faille *(fig. 57)*. Alors que le rivage nord-est très rectiligne conduit directement par un versant raide aux montagnes de socle, la bordure opposée très festonnée épouse les contours de collines d'altitude en général assez modeste. En raison de l'existence du lac, il est diffficile d'estimer l'importance du rejet vertical de la faille. Mais le Torridonien inférieur conservé dans le demi-graben descend presque partout au niveau du lac dans les environs de Slattadale soit 10 m au-dessus du niveau de la mer. On peut donc raisonnablement penser qu'il est *au plus* à la côte 0 en bordure de la faille et probablement bien en dessous. En face, sur le socle aucun affleurement de couverture n'est conservé, et il faut aller jusqu'au pied du B. Lair pour trouver le grès de Diabaig descendre jusqu'à environ 300 m. Compte tenu du plongement du socle vers le Sud-Est et des inégalités de la topographie infratorridonienne, il est plausible d'admettre comme rejet une valeur d'au moins 300 m au droit du Creag Tharbh.

L'affaissement du compartiment sud-ouest a permis une assez bonne conservation de la topographie prétorridonienne. Depuis la pointe de Rubh'Aird an Anail jusqu'à Talladale, il est clair que l'abaissement du socle sous la couverture se fait vers la cuvette que représente l'élargissement central du lac. Fortement inclinés, des éléments de brèches à ciment sombre qui appartiennent à l'étage de Diabaig subsistent plaqués sur le gneiss du

rivage. Ils sont encore recouverts quelquefois en discordance légère par les bancs gréseux d'Applecross qui forment le groupe d'îlots du centre la cuvette. Donc dans sa portion centrale le Loch Maree représente une cuvette de la topographie infratorridonienne plus ou moins modifiée. L'exploitation de ce creux s'est faite à partir de l'aplanissement écossais encore bien représenté au Sud de Talladale. Elle a abouti à mettre en valeur les différences de faciès du Torridonien, car le grès de Diabaig est parfois moins bien consolidé que le grès d'Applecross et son intercalation peut donner naissance à une petite dépression. Conservé seulement dans les creux du socle avant le dépôt des bancs d'Applecross, il a favorisé ultérieurement leur recul. Ainsi la dépression occupée par la rivière Talladale est encore fossilisée par le grès de Diabaig que l'on voit monter sur le versant nord-est du Meall Garbhaig. Mais en arrière, au Sud et à l'Est, la couverture des grès d'Applecross donne des escarpements massifs se raccordant à ceux du B. an Eoin et arrivant après un tracé en arc de cercle jusqu'au rivage du Loch Maree. Le contact entre les deux formations est parfois jalonné par un ruisseau. En faisant une coupe qui part de la butte gneissique de Sron a' Choit et se dirige vers l'ESE, on rencontre ainsi les éléments classiques des bordures de massifs anciens avec une petite dépression périphérique bordée par des cuestas. Mais cet arrangement est purement local, car le socle est trop irrégulier et les couches de base trop discontinues et de faciès trop variable.

En utilisant au Sud-Ouest le contact des deux grès et d'une manière plus générale la bordure du bassin, la rivière Talladale, ou son ancêtre préglaciaire, dans sa partie inférieure coulait parallèlement à l'axe hydrographique que matérialise maintenant le bord nord-est du Loch Maree. Aussi, le glacier en franchissant l'interfluve secondaire de confluence, s'est-il divisé en deux branches. Cette diffluence explique que la vallée à cet endroit perde son caractère d'auge typique.

Entre Inveran et Poolewe.

Le changement de regard de la faille entre Inveran et Poolewe se traduit fidèlement dans la topographie par une zone de transition où les escarpements cessent presqu'entièrement. La rivière Ewe, émissaire du Loch Maree, n'est d'abord à l'amont qu'un simple prolongement du lac avec son courant lent, son lit large et rectiligne qui coïncide avec la zone de fracture. Puis le raccord avec Poolewe se fait par un tronçon sinueux et encaissé. Entre l'auge de Poolewe en partie comblée par des accumulations fluvio-glaciaires et marines et l'auge du Loch Maree, il y a donc un secteur de rétrécissement où le creusement de la glace a été minimal. Or précisément, nous trouvons à proximité de la ferme de Tollie des buttes rocheuses de diffluence qui montrent que le glacier a profité de la disparition locale des escarpements pour emprunter d'autres voies en s'étalant vers le Nord et vers l'Ouest.

Pour concevoir un tel mécanisme, il faut supposer que les abrupts topographiques liés à la faille existaient déjà à l'époque préglaciaire. Il reste que la rivière Ewe, même dans sa portion la plus large, est encore très étroite par rapport à la largeur de la zone de broyage calculée pour le Glen Docherty. Faut-il voir dans les affleurements étendus de roches brisées en contact avec la roche saine à 500 m au Sud-Est de Weirs la limite externe, nord-est, du broyage ? Ce serait admettre implicitement une largeur énorme de l'ordre de 800 m. Comme par ailleurs cet accident ne correspond ni à la mise au gabarit de la rivière Ewe supérieure ni au prolongement du bord rectiligne du Loch Maree, il est plus sage de le considérer comme une faille secondaire ayant localisé la rivière à cet endroit.

La bordure du Loch Ewe et la péninsule du Rubha Reidh.

En bordure du Loch Ewe et dans la péninsule de Rubha Réidh le regard de la faille du Loch Maree est tourné vers le Nord-Est. L'abrupt rectiligne qui suit fidèlement le plan de faille *(photo 11)*, a une altitude relative qui varie de 130 à 200 m suivant les lieux. Les variations de raideur du profil semblent liées à la présence d'accidents transversaux.

La vigueur et la netteté du versant nord-est de Cliff Hill ne tient pas seulement aux accumulations fluvio-marines qui soulignent le contact à la base, mais aussi à un nettoyage poussé par la glace en bordure d'une auge encore étroite. La taille réduite des éboulis provient de la division du gneiss par de nombreux plans de faiblesse en rapport avec la faille principale ou avec des failles secondaires. Si la colline s'interrompt brusquement au Nord-Ouest, c'est probablement sous l'influence d'un accident transversal prolongeant celui qui avait été repéré sur le flanc sud-est du Meall an Doire.

A Boor Hill, l'escarpement reprend, mais un peu plus loin à Naust, la topographie est plus émoussée et la vallée qui débouche efface toute bordure raide. Cette concentration hydrographique transversale n'est pas le fait du hasard : elle ne fait que souligner le prolongement de la faille d'Aultbea à travers le Loch Ewe.

Le même fait se reproduit plus au Nord-Ouest. Au-delà des collines gneissiques à flancs raides, qui dominent les grès d'Inverasdale et se terminent brusquement au Creag Choic, l'abrupt de faille a tendance à s'effacer pour ne plus laisser la place qu'à une série de croupes rugueuses et irrégulières bordées de moraines. La litho-

logie n'a point varié, mais un réseau hydrographique tributaire du Loch Sguod et orienté perpendiculairement à la faille est responsable du changement. Compte tenu de la similitude de forme qui existe entre une série de collines dont les fronts raides s'alignent en direction du Nord-Est, — Creag Choic, Sitheanan Dubha dans l'île d'Ewe et B. Dearg Mhòr dans la presqu'île de Greenstone — on peut admettre que là encore l'hydrographie traduit la présence d'un accident traversant le Loch Ewe parallèlement à la faille précédente. Il se trouve d'ailleurs que sur l'estran actuel de Coast d'Inverasdale, la plate-forme d'abrasion disparaît brusquement au passage de ce qui doit être le prolongement de la faille.

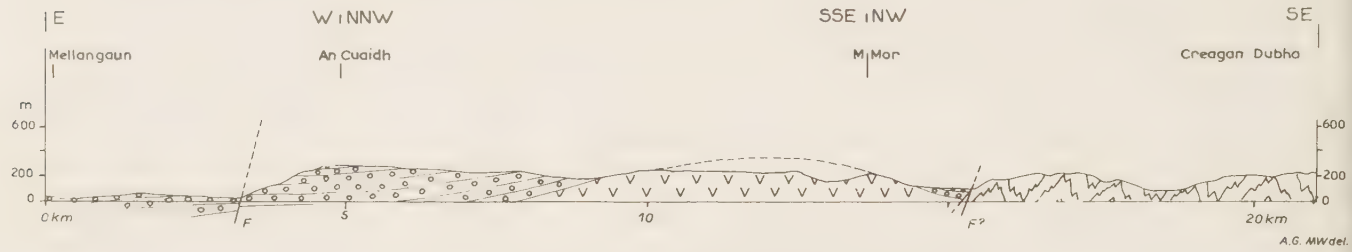


Fig. 59. — *Coupe à travers la péninsule de Rubha Réidh.*

On aurait pu penser jusqu'ici que la netteté de l'escarpement qui accompagne le plan de faille tenait aux différences lithologiques de part et d'autre de l'accident, le plus souvent au contact du socle avec la couverture torridonienne. Mais vers l'extrémité nord-ouest, à partir du Bac an Leth Choin, une nette rupture de pente subsiste bien que le matériel soit constitué entièrement de grès torridonien des deux côtés *(fig. 59)*. Non seulement les formes apparaissent plus simples avec la superposition de deux plateaux, mais le commandement augmente même un peu de nouveau pour atteindre 180 m. Il est vrai que l'escarpement, tout en étant bien marqué et rectiligne, n'a plus un profil aussi raide que celui des collines de gneiss plus au Sud-Est. A première vue, on voit mal comment une érosion différentielle aurait pu travailler le long de la ligne de faille, puisque de part et d'autre affleure le Torridonien. Pourtant il faut se garder d'aller trop vite en besogne, car les faciès peuvent varier suivant la profondeur à laquelle affleure la couverture gréseuse. Dans les environs du Bac an Leth Choin, le Torridonien inférieur est constitué par un poudingue d'éléments gneissiques d'assez grande taille auxquels se joignent de petits débris anguleux de quartz. L'ensemble est fort résistant, presqu'aussi dur que le socle lui-même (1), à tel point que sur le plateau supérieur on passe progressivement d'un grès de plus en plus chargé de galets à un véritable conglomérat puis au gneiss sans que la topographie manifeste le moindre changement. Localement le conglomérat de Diabaig a donc remplacé le gneiss comme terrain dur en bordure de la mer. Il serait de première importance de savoir si les deux plateaux situés de part et d'autre de la faille représentent un seul et même niveau d'aplanissement dénivelé. En fait, les choses ne sont pas aussi simples. Le sommet du plateau du Sud-Ouest nivelle effectivement les gneiss, les roches basiques lewisiennes et les grès. Mais en contrebas, sur le pourtour, subsistent des vestiges aisément reconnaissables du niveau d'érosion pliocène. Le plateau supérieur dérive donc de l'aplanissement écossais. Par contre dans le compartiment affaissé du Nord-Est, il n'y a que des témoins d'un seul niveau, le niveau pliocène. Le rejeu récent n'a donc pas l'ampleur qu'on aurait pu déduire de la valeur de l'abrupt topographique. En outre le surcreusement glaciaire a un peu exagéré l'escarpement. Une différence de près de 100 m sépare toutefois les restes d'aplanissements pliocènes de part et d'autre de la faille. C'est dire l'ampleur des mouvements récents. Ainsi s'éclaire la fraîcheur des formes d'un escarpement qui au total a assez peu reculé malgré des signes de raidissement sous l'action du gel bien visibles au Bac an Leth Choin et au Creag Choic. Dans ce dernier cas, des éboulis tardiglaciaires de taille moyenne jalonnent dans un gneiss fisuré le secteur des pentes les plus raides qui est un peu en retrait par rapport au passage de la faille. Malgré une exposition au Nord-Est qui était très favorable, le recul reste modéré.

c. Les environs de Gairloch et de Torridon

Les environs de Gairloch et de Torridon offrent la même division structurale tripartite que celle des régions situées au Nord-Est du Loch Maree : de part et d'autre d'une grande zone méridienne de surélévation du socle, qui va du Loch Ewe au Loch Shieldaig, la couverture torridonienne s'est conservée, à l'Ouest sous forme de plateaux, à l'Est sous forme de montagnes. Mais en fait, le dispositif structural et l'agencement des formes qui en dérive, sont singulièrement plus complexes qu'au Nord. Le socle, au lieu d'être partagé entre le domaine de la montagne et celui des bas-plateaux côtiers garde ici une personnalité propre qui est faite le plus souvent d'un

(1) La solidarité qui lie ce conglomérat torridonien au gneiss est illustrée par un détail significatif : non loin du sommet, on peut remarquer un énorme bloc erratique de plusieurs mètres cubes constitué à la fois d'un morceau de socle et poudingues étroitement soudés.

arrangement du relief en collines allongées de type appalachien. De plus, les affleurements côtiers de grès sont modelés en une topographie comportant deux étages de plateaux. Enfin, les montagnes en arrière ont gardé, malgré l'intensité de la dissection dans un matériel à tectonique compliquée, les traits d'unité d'un grand massif de forme grossièrement circulaire ou elliptique, pour lequel les lignes anciennes de faiblesse du socle ont perdu à peu près toute influence.

La présence de ce grand massif montagneux dont le squelette est suffisamment conservé pour nous permettre de situer le centre vers le Liatach, a imposé à l'hydrographie un dessin rayonnant qui est encore bien visible malgré quelques transformations au cours de la période froide du Quaternaire. Comme par ailleurs la région est encadrée par deux grands accidents structuraux à direction perpendiculaire, le décrochement latéral du Loch Maree et celui du Strath Carron, qui ont chacun fixé un grand axe de drainage, nous sommes en pleine zone de divergence hydrographique. Aucun grand cours d'eau n'a permis une large pénétration de l'aplanissement pliocène vers l'intérieur, alors qu'au Nord c'était chose courante. Rien de comparable par conséquent à une convergence du genre de celle observée vers la baie de Gruinard. Ici, le niveau d'érosion inférieur n'a mordu que fort timidement sur le pourtour, en laissant intacts dans le grès ou dans le socle d'importants vestiges d'aplanissements plus anciens. Le niveau écossais est particulièrement bien représenté dans les environs. Il vient ceinturer le massif montagneux au plus près et on le retrouve au pied des barres appalachiennes modestes mais à flancs très raides, dans l'arrière-pays de Gairloch.

Les régions côtières.

La morphologie est donc dominée par la présence dans les régions côtières de deux niveaux étagés de plateaux. L'aplanissement écossais est encore largement conservé. Dans la péninsule de Rubha Réidh il subsiste sous la forme d'un plateau dont le sommet calme tronque à la fois les bancs torridoniens et les roches basiques lewisiennes *(fig. 59)*. Le passage d'une formation à l'autre se marque à peine et le Cnoc Breac constitué de Lewisien est à la même altitude (270 à 280 m) que le Maol Breac et An Cuaidh tous deux façonnés dans le grès. A l'Est du Loch Gairloch, ce niveau est plus difficile à suivre car il ne couvre dans un socle hétérogène que des étendues restreintes entre les crêtes de relief appalachien. Par contre, dans la péninsule gréseuse qui est au Sud (Maol Ruadh), il reprend une grande ampleur dans le paysage et se marque d'autant mieux qu'il rentre

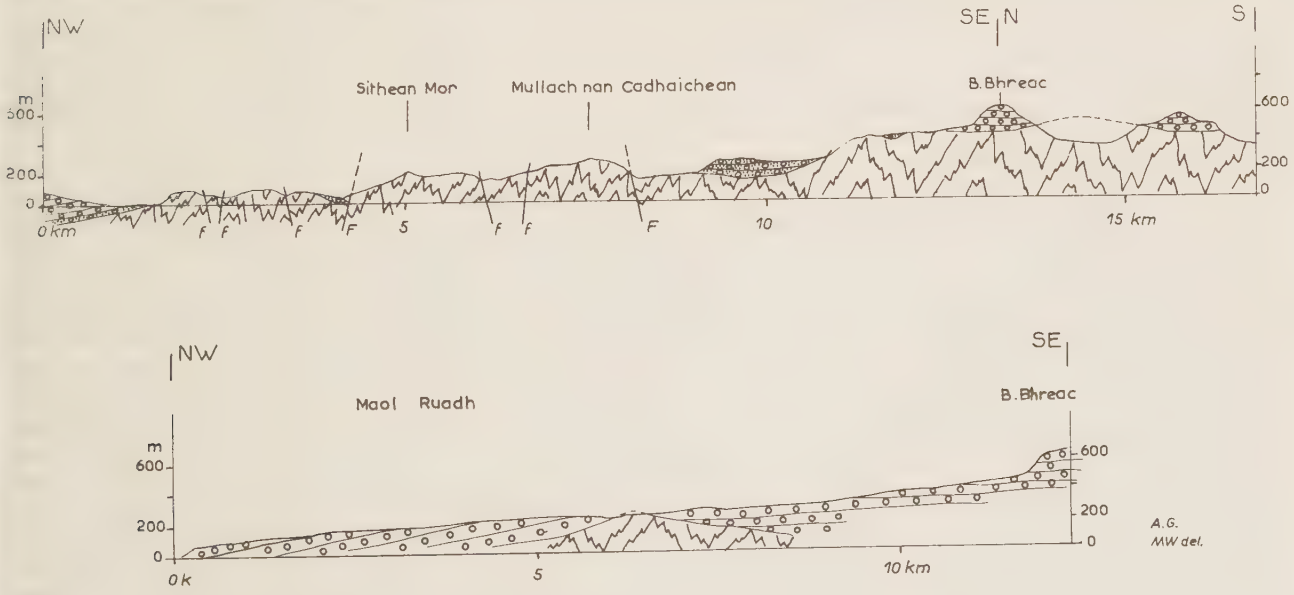


Fig. 60. — *Coupes à travers la péninsule située au Sud du Loch Gairloch.*

en contact brutal avec les bordures du massif montagneux *(fig. 60)*. Ainsi au pied du Baos Bheinn, à l'Ouest, il vient à 320 m directement en contact avec les pentes raides de la montagne en créant un knick frappant. Un peu plus au Sud, on le retrouve en contrebas du B. Alligin mordant à la fois sur le gneiss du pourtour des deux lochs Diabaig et sur la couverture de grès d'Applecross dans laquelle est sculptée la montagne. La faille qui est suivie par la gorge de l'Amhainn Alligin est nivelée et n'affecte en rien la topographie du plateau. Quant aux inégalités très prononcées du socle, elle n'apparaissent point sur les interfluves, mais seulement sur les versants. Ce niveau d'érosion est encore présent entre le Loch Maree et la bordure nord du massif montagneux et surtout plus à l'Est au pied du B. Eighe, où il forme de chaque côté de la vallée d'A'Ghairbhe un large replat

recoupant les bancs de quartzites et de gneiss moiniens. Il est aisé de le prolonger dans les plateaux à lithologie variée situés au-delà de la vallée de la rivière Kinlochewe.

L'importance des superficies encore occupées par le niveau écossais ne fait que souligner la timidité avec laquelle la surface pliocène a pénétré à l'intérieur dans la région. Faute de grands axes hydrographiques, elle ne s'installe que sur des étendues modestes situées à proximité de la côte. Dans les plateaux qui bordent le Loch Gairloch au Nord, elle forme, de part et d'autre de la rivière Sand, un gradin inférieur net. Par contre pour le long plan incliné très régulier du Maol Ruadh qui tronque sous un angle de 3° les bancs torridoniens, il est impossible de fixer une limite à l'extension des deux surfaces. Dans ce long interfluve le passage se fait progressivement de l'une à l'autre et il faut gagner les bassins hydrographiques de part et d'autre pour retrouver un étagement.

Ce problème de l'emboîtement des niveaux est compliqué par le jeu récent des failles qui prend de plus en plus d'importance vers le Sud. Ainsi dans le prolongement de la côte rectiligne de Melvaig orientée Nord-Sud, le petit vallon d'Aultanphadric offre des coupes de grès broyé le long d'une zone de fracture qui sert de limite à deux aplanissements d'altitude différente en matériel homogène. Au Nord-Ouest d'Alligin Shuas, la faille qui plus au Nord-Est, le long de l'Amhainn Alligin, était nivelée, se traduit par un abrupt qui augmente d'importance au fur et à mesure que l'on se rapproche du Loch Shieldaig. Pourtant le bel alignement de collines à versants raides ne sépare pas deux domaines lithologiques différents, mais bien deux compartiments où le gneiss est nivelé. Dans ces deux cas, compte tenu des relations avec les environs, on peut estimer que le niveau pliocène a été probablement légèrement dénivelé. Ainsi s'expliqueraient les quelques changements rapides d'altitude et même les phénomènes de disparition brutale qui affectent cet aplanissement.

La dissection de ces surfaces d'érosion étagées consécutive ou non à des mouvements d'exhaussement tardifs, a provoqué une remise en valeur des différences structurales. Le cas le plus simple est celui d'une exhumation locale du socle par dégagement de sa couverture gréseuse. Le versant sud du Meall Glac na Daraich est une croupe convexe de pente modérée qui correspond à un élément incliné de topographie prétorridonienne exhumé. La roche, un gneiss à hornblende, est beaucoup plus massive et dure que les grès fins qui la surmontaient et le contact plus ou moins beurré par un manteau morainique est jalonné par un ruisseau, pâle héritier du cours d'eau qui a exploité les différences lithologiques. On voit très bien en suivant les limites d'affleurements vers l'WNW comment les deux formations sont finalement nivelées sur le haut du versant par l'aplanissement pliocène. De l'autre côté du Loch Gairloch, dans le secteur de Badachro, on a des relations morphologiques identiques. Le grès assez redressé vient se plaquer contre le socle et en arrière les bancs de Torridonien moyen déterminent quelques ressauts. Mais à proximité, vers Shieldaig Lodge, le contact se fait par faille et un beau petit bassin triangulaire à fond tourbeux a été excavé par érosion différentielle dans le Torridonien. Limité brutalement vers le Nord-Ouest par des escarpements alignés de gneiss, il a été utilisé mais peu modifié par la glace sur ses bordures. Néanmoins le travail des eaux de fonte a certainement contribué à l'approfondir un peu. En effet, le débouché vers la mer, à proximité de Shieldaig Lodge, est occupé par des formations deltaïques fluvio-glaciaires avec lits de sables et de graviers inclinés à 20° et surmontés par une couche de 50 cm à 1 m de galets disposés subhorizontalement. L'analyse granulométrique de la fraction sableuse montre un bon classement analogue à celui des autres dépôts fluvio-glaciaires de l'Ecosse de l'Ouest. La morphoscopie indique qu'à côté de grains provenant d'un vieux stock gréseux, une petite fraction dérive d'un manteau d'altération préexistant.

La partie moyenne du Loch Torridon *(fig. 61)*, dont l'étranglement correspond à la surélévation méridienne du socle est intéressante par la netteté de ses formes d'exhumation, par le rôle qu'y jouent les intercalations de Torridonien inférieur (Diabaig) et accessoirement par la contribution qu'a fourni la mer aux processus de dégagement du gneiss. Des creux très anciens du socle ont été remis en valeur et exploités par la glaciation. Ainsi la cuvette du Loch Diabaig supérieur est entourée de toutes parts, sauf au Nord, par le gneiss. Des placages de grès Diabaig inclinés modérément (6-15° environ) y subsistent. On les voit très bien monter lentement sur la bordure sud du loch et dans le coin nord-est grimper plus hardiment en fossilisant une pente de 25°. Une faille NE-SE qui traverse obliquement le lac complique un peu l'exhumation. Ce Torridonien de Diabaig donne naissance à une topographie douce à pentes convexes qui s'oppose non seulement aux versants rugueux du gneiss, mais encore aux formes heurtées du grès d'Applecross. Le faciès est dans l'ensemble friable avec une alternance de shales brun sombre très fissiles et de grès plus ou moins fins en lits de 15 à 20 cm (1). Bien entendu, la résistance globale est déterminée par les shales qui ont tendance à partir en bouillie, tandis que les grès se divisent en d'innombrables petits cubes. Ces sédiments ne doivent d'avoir subsisté qu'à leur position déprimée dans des creux du socle et à la protection des grès d'Applecross qui les recouvrent. Les oppositions de faciès se traduisent parfois au Nord de Diabaig par des abrupts de grès d'Applecross dominant des dépressions taillées dans le Torridonien inférieur. Mais le contact est souvent bien difficile à suivre de près et c'est en longeant le rivage qu'on peut apercevoir dans la végétation, soulignée par une légère discordance angulaire, la superposition des bancs massifs sur les lits de shales et de grès. De l'autre côté, sur le bord sud de l'Upper Loch Torridon et en

(1) Les moraines qui accompagnent ces formations diffèrent de celles qui dérivent des autres grès torridoniens : leur matrice est plus fine et parfois même un peu argileuse.

bordure du Loch Shieldaig, la surface infratorridonienne exhumée est tout aussi irrégulière. Elle apparaît sous forme d'une série de collines qui provoquent subitement un fort découpage des côtes au pied des montagnes torridoniennes. Certains creux peuvent être authentifiés par des restes de couverture qu'ils ont conservés. Le Loch Shieldaig en est un exemple, mais le plus caractéristique est sans conteste la petite baie presque fermée d'Ob Mheallaidh qui garde un placage de grès de Diabaig à l'Est et au Sud. Ce serait toutefois une erreur de croire que tous les affleurements de gneiss dérivent ici de la topographie prétorridonienne, car sur le versant raide qui termine au Nord-Ouest le B. Shieldaig, l'apparition du socle ne forme qu'une simple banquette suspendue de quelques dizaines de mètres de large. La puissante sédimentation du Torridonien moyen s'oppose à l'épaisseur modérée des couches de Diabaig. Ainsi, en arrière d'Ob Mheallaidh, les formes douces données par les plaquettes irrégulières du Torridonien inférieur sont dominées par les imposants contreforts du grès d'Applecross qui a plus de 300 m d'épaisseur. Dans la mesure où les creux du socle se prolongent au Sud-Est par des montagnes de grès, on peut parler d'inversion de relief, mais les grandes failles récentes ont joué dans la morphologie un rôle non négligeable que nous examinerons à propos de la presqu'île d'Applecross. En tout cas l'exhumation des inégalités du socle s'est faite à partir d'un aplanissement peu élevé tronquant à la fois le gneiss et le grès à l'Ouest du Loch Shieldaig. La glace a respecté les vieux moules des creux prétorridoniens et même épargné par endroits les fragiles éléments de couverture de Diabaig (ex. : Ob Mheallaidh). Par contre la rareté des placages de Torridonien inférieur en bordure immédiate de la côte nous fait penser qu'ici la mer a sans doute un peu contribué au dégagement des shales et grès qui apparaissent d'ailleurs dans les alluvions marines sous forme de galets mieux roulés que les autres formations de la région.

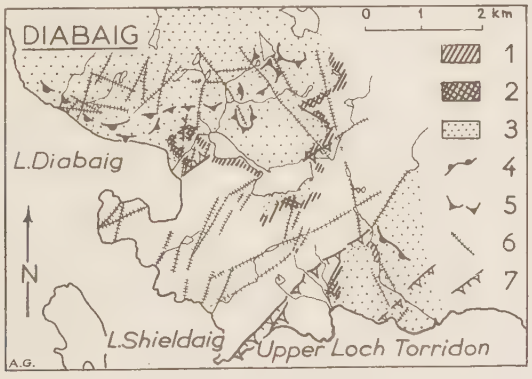


Fig. 61. — *Région de Diabaig.*
1 : surface prétorridonienne peu inclinée; 2 : surface prétoridonienne très inclinée; 3 : Torridonien; 4 : abrupt de Torridonien; 5 : talus de grès arkosique (groupe d'Applecross) dominant les grès du groupe de Diabaig; 6 : creux de fracture (suivi ou non par un dyke); 7 : escarpement de faille ou de ligne de faille.

Comme au Nord du Loch Maree, les dépôts marins de plages anciennes s'organisent essentiellement en trois niveaux bien distincts. Mais la proximité plus marquée des montagnes permet, grâce aux moraines des glaciers tardifs de vallées, de préciser un peu la chronologie. Le rivage soulevé le plus haut (« 100-foot beach ») est représenté seulement sur le front de mer, à l'exclusion des profonds lochs marins (Loch Torridon, Loch Carron) qui étaient encore occupés à l'époque par la glace. Le niveau intermédiaire (« 50-foot beach ») a laissé des vestiges plus étendus. Il peut lui aussi entailler la moraine de fond. A Aultgrishan par exemple, grâce à la bonne coupe effectuée par la rivière dans une zone de gélifraction périglaciaire du grès en dessous de la moraine on peut voir clairement les relations. La plage soulevée emprunte ses éléments au manteau morainique contre lequel elle vient buter par une falaise morte bien conservée. Mais à l'époque où s'est élaborée cette plage intermédiaire les glaciers locaux n'avaient pas disparu. En effet à An Oirthir, un peu plus loin, au-dessus d'une plate-forme rocheuse inégale qui représente un rivage ancien bas, s'observent des restes d'une plage soulevée dont le rebord externe est à une altitude d'environ 15 m au-dessus du niveau des hautes mers. Comme dans le secteur compris entre Ullapool et Poolewe, le matériel offre des caractères de transition entre les dépôts fluvio-glaciaires ou glaciaires et les accumulations marines. Ici, les gros galets sont relativement homométriques mais mal roulés et disposés en vrac. Toutefois en un endroit une coupe fraîche dans une petite carrière permet d'apercevoir sur des galets marins triés et disposés en lits, un matériel typiquement morainique constitué de gros blocs irréguliers noyés dans une matrice argilo-sableuse jaune brun. Le doute n'est donc plus permis : cette plage ancienne de 15 m est antérieure à une réavancée glaciaire qui a occupé les bordures du Loch Gairloch. On la retrouve entre Smithstown et Gairloch dominant par une falaise morte un reste de plage ancienne herbue situé à 0,80 m -1,10 m au-dessus des hautes mers. Or l'étroite et profonde gorge de l'émissaire du Lochan nam Breac qui scie une crête de schistes à hornblende se raccorde justement au niveau de la plage ancienne

intermédiaire ou plus exactement la base de l'entaille rocheuse vient se terminer dans un chenal évasé dont il subsiste quelques vestiges légèrement en-dessous du sommet de la plage. Le creusement de la gorge répond donc à un épisode qui s'est poursuivi un peu après la formation de la plage intermédiaire. Il s'agit donc bien d'une dissection de période froide. Ultérieurement le remblaiement marin a été lui-même entaillé jusqu'à une terrasse qui mène à la plage inférieure.

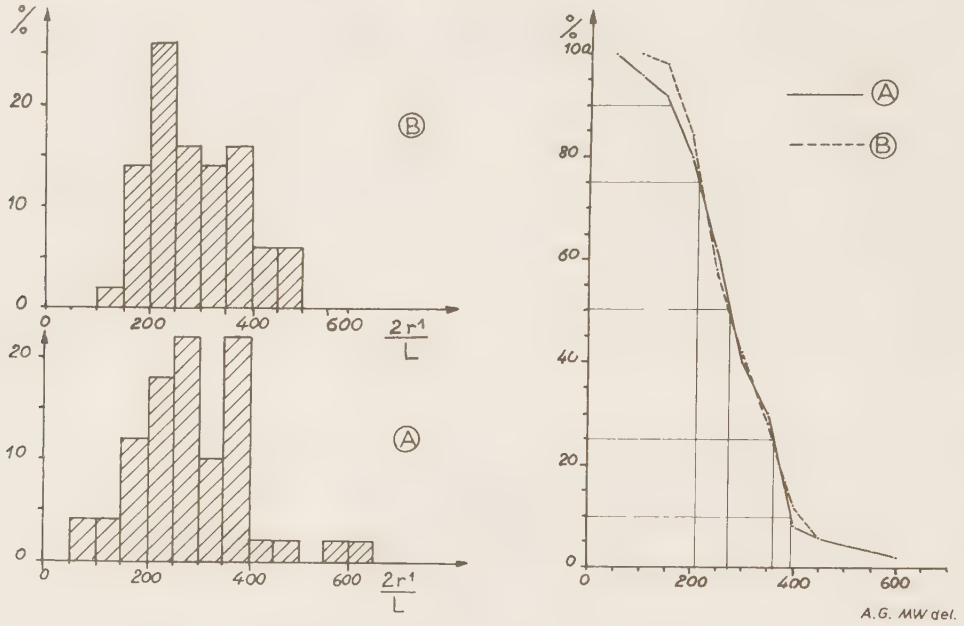


Fig. 62. — *Baie de Torridon. Emoussé des galets de grès torridonien.*
A : Moraine au fond de la baie d'Upper Loch Torridon;
B : Plage soulevée 50 p. du côté nord de la même baie (Taille des galets : 50-100 mm).

Dans le fond du Loch Torridon où — répétons-le — aucun vestige de plage supérieure n'est visible, tous les éléments morphologiques sont réunis pour faire de ce secteur un secteur-clé en ce qui concerne la reconstitution de l'évolution à la fin du Quaternaire froid. Au-dessus d'un rivage ancien dominant de quelques mètres l'estran actuel, d'importants vestiges de plage soulevée sont conservés sur une distance de plus d'un kilomètre vers l'intérieur. Cet ancien niveau se suit particulièrement bien sur le bord nord de la vallée qui conduit au fond de la baie jusqu'à un éperon rocheux situé en face des bois qui bordent la rivière Torridon. A Torridon, il est à + 16 m et le matériel est formé de galets et de grès qui ont un émoussé médiocre mais sont le plus souvent disposés à plat en véritables lits. Plus à l'Est, des éléments plaqués contre le versant forment des banquettes de dépôts passant localement à des restes de plates-formes rocheuses et jonchés par les énormes blocs d'éboulis tardiglaciaires dégringolés des parois. Immédiatement au Sud du pont qui enjambe la rivière, on peut voir, grâce aux coupes fraîches des travaux de réfection de la route, une superposition intéressante. Sur une épaisse accumulation de galets roulés de gneiss, de grès et de quartzites qui appartiennent de toute évidence à une plage ancienne, reposent des gros blocs anguleux de Torridonien d'origine locale, qui donnent au-dessus une topographie morainique caractéristique. Le passage d'une formation à l'autre n'est plus visible en raison de l'oblitération par une pellicule de dépôts de pente, mais il est clair que tous les galets sont en-dessous et que par conséquent le matériel de plage a été assez peu dérangé par le glacier à bout de course. Il est facile de s'assurer que nous avons affaire à la même plage ancienne que celle visible de l'autre côté de la rivière au Nord, car d'une part le sommet de l'accumulation est à la même altitude et d'autre part les deux courbes cumulatives d'émoussé des galets se superposent presqu'exactement *(fig. 62)*. Les relations sont donc claires : la plage ancienne qui se rattache au niveau soulevé intermédiaire par son altitude est donc comme à An Oirthir antérieure à une réavancée tardive des glaciers de vallées. Pareille conclusion n'est pas nouvelle. Elle ne fait que confirmer l'opinion déjà ancienne exprimée par L. W. Hinxman [210] et reprise dans le Mémoire du Geological Survey [336]. Mais il se trouve que le profond ravin organisé de Fasag qui entaille le versant sud du Liatach débouche à Torridon par l'intermédiaire d'un cône de déjection qui se raccorde très exactement au sommet de la plage soulevée. On pourrait trouver normal qu'un torrent qui fonctionne sur plus de 600 m de dénivellation en bordure de la mer, sous le climat très pluvieux actuel, continuat son travail de dissection. En fait, un examen attentif montre que l'évolution présente est des plus limitées. Le cône est couvert de végétation, et les levées naturelles sont constituées de cailloux et de blocs tapissés par des lichens et de la mousse. Le cône est sillonné par des chenaux qui n'évo-

luent plus et l'un des plus profonds est même barré par un mur de clôture ! Le seul écoulement actuel se fait par un chenal encaissé sur la bordure ouest du cône. Après deux mois de pluies continuelles et au cours d'une période particulièrement humide, nous avons été surpris de n'y trouver qu'un mince ruisseau. Ce grand cône de déjection est donc bien d'origine ancienne. L'admirable netteté de son raccord avec la plage soulevée, elle-même un peu antérieure aux derniers dépôts de moraines de vallée, ne laisse aucun doute à ce sujet. Les grands ravins qui entaillent ces versants des montagnes en amont montrent les mêmes relations avec une terrasse supérieure qui ne fait que prolonger latéralement la plage soulevée.

Le long du Loch Carron, les relations chronologiques, sans être absolument identiques sont du moins assez voisines. Ce bras de mer, tout comme le Loch Torridon, est dépourvu de restes de plage supérieure : les premiers vestiges n'apparaissent que dans la partie externe, à partir du rétrécissement de Strome Ferry. D'après S. B. Mc Cann qui vient de publier tout dernièrement une étude détaillée sur ce petit secteur [289], les dépôts jalonnant vers + 26-29 m l'entrée du Loch Carron seraient constitués d'un matériel de lavage pro-glaciaire remanié par la mer. Si tel est bien le cas, nous avons là un argument décisif — autre que l'habituelle preuve négative — en faveur de la présence des glaciers dans la partie inférieure des grandes vallées au moment de l'élaboration du rivage soulevé supérieur (« 100-foot beach »).

Par contre la plage intermédiaire est conservée jusqu'au fond du Loch Carron. Elle s'y appuie, vers + 17 m environ, à la belle moraine terminale de Blackwood qui barre de son arc boisé le Strath Carron inférieur. Pour McCann, le dispositif est le même qu'au bord du Loch Torridon supérieur, les dépôts morainiques recouvrant les accumulations de la plage ancienne. Pour notre part, les relations nous avaient paru moins claires qu'à Torridon et nous ne sommes pas aussi affirmatif. Il convient de remarquer que le profil transversal de l'arc morainique est quelque peu aberrant puisqu'à l'amont une descente douce mène à la plaine de fond d'auge, tandis qu'à l'aval une pente bien marquée (20 à 25°) conduit au vieux rivage. Cette anomalie pourrait fort bien résulter d'un raidissement provoqué par une falaise morte limitant le vallum du côté externe, auquel cas la plage ancienne serait contemporaine des dépôts glaciaires les plus extrêmes et non pas antérieurs à eux, (ce qui rejoindrait l'opinion exprimée autrefois par Peach dans le Mémoire du Geological Survey [336]).

Quoiqu'il en soit, il est certain que le rivage intermédiaire s'est développé aux dépens d'accumulations marginales de type fluvio-glaciaire mises en place avant la moraine terminale. A cet égard, les vues de McCann concordent avec nos propres observations. Quant au travail d'incision des ravins de bordure et des vallons affluents, il était déjà largement entrepris au moment où se fit le dépôt de la plage ancienne. A Blackwood par exemple, le petit cône torrentiel qui recouvre partiellement le manteau morainique se raccorde à une terrasse fluvio-glaciaire un peu suspendue au-dessus de la plage soulevée. Apparemment, les choses se présentent de manière assez analogue de l'autre côté de la vallée, entre Kirkton et Tullich, où l'étagement des deux derniers rivages anciens est parfaitement visible. La plage intermédiaire qui domine un étroit cordon herbu vient avec son manteau tourbeux jusqu'au contact du versant que recouvre un placage morainique. De nombreux vallons morts ou encore des ravins anciens occupés par un maigre ruisseau ont leur base au niveau du sommet de la plage. Il importe toutefois de souligner que parfois le raccord se fait là aussi avec des dépôts fluvio-glaciaires de bordure dont l'altitude monte jusqu'à + 24 m, ce qui recule d'autant l'âge de la dissection par les ravins. D'ailleurs la rivière de Tullich, l'Amhainn Bhuachaig, qui joint une vallée affluente suspendue au Strath Carron, a effectué la plus grande partie de son creusement avant la formation de la plage soulevée intermédiaire. Son tracé est des plus curieux. Au lieu de couler normalement vers l'aval, elle fait avant de déboucher dans le Loch Carron un coude brusque qui la ramène vers l'Est. Le seul obstacle visible est l'éperon sur lequel est bâtie la ferme de Tullich, mais il est nettement en contrebas de la partie supérieure de l'entaille dans la roche en place qui apparaît de ce fait incompréhensible si l'on n'imagine pas un barrage par la glace. Comme au Strath Kanaird, la gorge de raccordement est donc para-glaciaire.

En dépit de quelques variations locales de la chronologie en rapport avec le rythme individuel de retrait des grands glaciers, trois conclusions se dégagent des analyses qui précèdent :

1) Si le rivage soulevé supérieur n'est pas représenté dans le fond des principaux bras de mer, c'est que la partie aval des grandes vallées était à l'époque encore occupée par les glaciers. Dans la chronologie de J. J. Donner, cet épisode se place au moment de la « Perth Readvance », vers 11 000 ans av. J.-C. [128]. Pour J.K. Charlesworth, c'est le stade M de la « Moraine glaciation » [90].

2) La plage soulevée intermédiaire (altitude 15 m en général dans la région) est en gros contemporaine ou immédiatement antérieure à la dernière réavancée des glaciers de vallée, c'est-à-dire la « Highland Readvance » que Donner date d'environ 8 000-9 000 ans av. J.-C., donc postérieurement à l'oscillation d'Alleröd.

3) Une bonne part de l'incision des gorges et des ravins était déjà réalisée au moment du façonnement de cette plage intermédiaire : le travail avait commencé plus tôt, alors que les glaciers occupant plus largement les vallées ne laissaient aux eaux de fonte qu'un secteur marginal. Les transformations ultérieures liées à l'abaissement relatif du niveau de base ont été, en dehors de l'élaboration d'une plage situé à + 1 à 1,50 m environ et des terrasses qui la prolongent latéralement, assez modestes.

Le relief appalachien.

Entre le Loch Gairloch et le Loch Maree *(fig. 63)*, le socle, en raison de son hétérogénéité lithologique, donne naissance à une morphologie très originale sans équivalent dans le reste de la région côtière du Nord-Ouest. C'est un relief appalachien qui traduit l'existence dans le Lewisien d'un complexe plissé de vieux sédiments traversés par des feuilles intrusives et mal digérés par le métamorphisme. L'alignement des collines suivant la direction NW-SE souligne l'orientation fondamentale des plissements du Lewisien, mais aussi la présence de grandes lignes de broyage prétorridoniennes orientées en gros de la même manière. Rappelons que parmi les anciens sédiments, les roches de type pélitique, des micaschistes essentiellement, sont surtout représentées. En ce qui concerne les roches d'origine éruptive, ce sont les intrusions basiques plus ou moins métamorphisées, amphibolites passant à des gneiss et schistes à hornblende, qui comptent pour la morphologie.

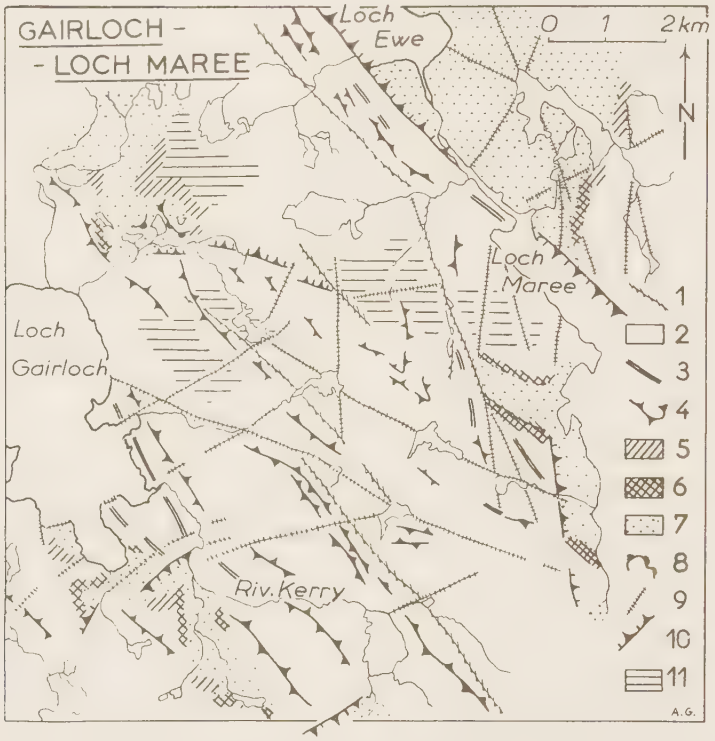


Fig. 63. — *La région comprise entre le Loch Gairloch et le Loch Maree.*
1 : creux en rapport avec une ligne de broyage prétorridonienne; 2 : socle; 3 : crête ou croupe de gneiss; 4 : crête ou croupe de roche basique; 5 : surface prétorridonienne peu inclinée; 6 : surface prétoridonienne très inclinée; 7 : Torridonien; 8 : abrupt de Torridonien; 9 : creux de fracture post-torridonienne; 10 : escarpement de faille ou de ligne de faille; 11 : restes d'un niveau d'aplanissement vers 220-250 m.

Les plus beaux exemples de relief appalachien sont situés à l'Est de Gairloch. Des collines de couleur sombre à versants rocheux très raides et à allure heurtée dans le détail, se suivent très bien de part et d'autre de la rivière Kerry. L'alignement le plus caractéristique et le plus long part de la crête à formes géométriques du Meall a' Ghlas Leothaid, se poursuit au-delà de la rivière Kerry par le Meall Aundrary et s'arrête brusquement à l'échine du Sithean Mor. Il reprend décalé vers l'Est, mais avec la même orientation depuis la crête d'An Groban jusqu'à proximité de la route A 832. Cette coupure est en rapport avec un vieux décrochement latéral oblique visible du Loch Gairloch jusqu'à proximité du Loch Maree et qui a guidé deux systèmes hydrographiques opposés. Tout cet alignement de crêtes est formé d'épaisses venues massives de roches éruptives basiques plus ou moins transformées en amphibolites et schistes à hornblende. La netteté des formes tient à la largeur de l'affleurement, mais aussi à la présence tout le long du contact avec le gneiss du côté nord-est d'une grande zone de broyage prétorridonienne qui a d'ailleurs guidé en une certaine mesure la mise en place des intrusions. De l'autre côté, vers le Sud-Ouest, une étroite dépression jalonnée parfois par quelques lacs et correspondant à une bande de micaschistes, accentue la brutalité de la bordure. Au moins jusqu'au Loch Bad an Sgalaig, l'érosion différentielle a fait naître un creux marqué qui subit le même décrochement oblique que la crête elle-même. Au delà de ce sillon s'observe une autre barre parallèle à la première; mais ce deuxième alignement est visiblement plus bas que le premier et n'en a pas la netteté, sans doute en raison des intercalations micaschis-

teuses dans des affleurements de roches basiques au demeurant assez étroits. Une dernière petite crête existe encore un peu plus loin, au Sud-Ouest de la rivière Kerry.

Un examen attentif des coupes en bordure de cette rivière permet d'obtenir confirmation de l'échelle de résistance des roches qui ressortait de l'analyse du paysage. Le long d'une section ouest — est allant d'Am Feur Loch à la cote 173, on peut noter qu'il existe une étroite relation entre les différents affleurements de roches qui composent le socle et la topographie. Aux roches vertes, qui dans les coupes fraîches apparaissent comme relativement massives et traversées seulement par quelques grands joints qu'utilisent des filons acides. correspondent des étranglements de la vallée. L'un à la cote 382, marque la traversée du premier alignement de collines et sépare Am Feur Loch du Loch Bad an Sgalaig. L'autre, plus en aval, se traduit par des rapides et des cascades qui coïncident non pas avec le début de l'affleurement, mais avec la limite des roches massives. Au contraire, les micaschistes beaucoup plus fissiles sont sujet à une profonde altération le long des multiples plans micacés. Souvent, ils sont soumis sur les versants à un fauchage caractéristique des têtes de couches. Ce sont eux qui déterminent les zones basses de collines envahies par les moraines qui viennent brusquement en contact avec les escarpements des crêtes du Sithean Mor et du Meall Aundrary. Dans les quelques affleurements qui sont au Nord-Ouest du bois du Loch nan Airm, on peut voir des micaschistes sombres complètement pourris et ressemblant à du carton brun.

Grâce aux coupes fraîches de la nouvelle route qui longe la rivière Kerry, il est d'ailleurs loisible de constater que les roches ont inégalement réagi à la décomposition postglaciaire. L'altération sur les roches polies d'amphibolites et de schistes à hornblende est fort limitée. Par contre dans les micaschistes elle atteint couramment 50 cm. Quand une couverture de moraines existe, il faut tripler ou quadrupler ce chiffre, mais dans ce cas la profondeur de décomposition ne correspond vraisemblablement plus en totalité à un phénomène postglaciaire, car si le manteau de drift a pu jouer le rôle d'éponge, des régolites préglaciaires ou interglaciaires ont très bien pu se conserver dans les creux de la topographie.

A la lumière de ces quelques observations, on comprend aisément que les sillons soient localisés dans les micaschistes, les crêtes dans les amphibolites et les schistes à hornblende. Toutefois, la position dominante des roches basiques d'origine éruptive par rapport aux gneiss environnants reste comme de l'autre côté du Loch Maree, assez énigmatique. Au Nord et Nord-Est de Smithstown (Gairloch), le problème se pose de façon particulièrement claire. Un bassin prétorridonien est encore à demi-fossilisé par d'épais bancs subhorizontaux de grès qui forment des superpositions de tables limitées par des escarpements très raides *(photo 12)*. Si au Nord-Est, cette cuvette est bordée par des versants de gneiss assez inclinés, au Sud-Ouest, le contact est marqué par une crête de schistes gris-vert en voie d'exhumation et qui émerge de la couverture torridonienne. Cette échine se prolonge vers le Nord-Ouest par le Mheall na Dubh Culaise qui a la même composition lithologique et plus au Nord tous les affleurements de Lewisien qui sortent de dessous le grès sont constitués par ces schistes à hornblende. Il faut donc en conclure qu'avant même le dépôt du Torridonien, les différences lithologiques se traduisaient dans la topographie par des croupes et des creux. Dès cette époque, un alignement de roches basiques était en saillie. Or si nous examinons les roches au sommet du Meall na Dubh Culaise que voyons-nous ? Des schistes gris-vert très redessés où la fissilité est souligné par les nombreux plans de schistosité teintés en brun par l'altération. Il y a bien de temps en temps des veines feldspathiques blanches, roses ou rouges qui sont résistantes, mais l'ensemble a une tenue assez médiocre par rapport à l'orthogneiss lewisien. Un système d'érosion à actions chimiques prédominantes aurait eu tôt fait de mettre en creux ces roches dans le Lewisien. C'est d'ailleurs ce qu'on peut constater en petit sur certains affleurements de roches polies qui comportent à la fois du gneiss ordinaire et des feuilles basiques. Ainsi dans la péninsule de Shieldaig, le gneiss rose acide est resté tel quel depuis la glaciation, tandis que les bancs inclinés de feuilles basiques noires ou gris foncé soumis à une certaine fragmentation consécutive à l'exploitation des diaclases par l'altération, ont laissé se détacher des débris et se former des surplombs. Il faut donc bien se résoudre à faire appel à des processus mécaniques au moins pour les affleurements les plus épais et les plus massifs d'amphibolites et de schistes à hornblende. C'est très certainement un tel système morphogénétique qui a existé au Torridonien, si l'on en juge d'après l'aspect anguleux des éléments qui composent les brèches de base de couleur verte dans la région. Pour le Quaternaire, le témoignage des cailloux de la moraine qui est à l'WSW du Loch Tollie est assez significatif à ce sujet *(fig. 64)*. S'il est normal de noter que les cailloux de schistes à hornblende sont en général plus petits que ceux de grès et surtout de gneiss — car la division de la roche a favorisé l'action du gel — il est plus surprenant de constater que les débris pierreux fournis par la catégorie basique sont relativement résistants et que leur émoussé n'est pas tellement élevé. En fait, les éléments les plus altérés ont été réduits en bouillie et intégrés dans la matrice, tandis que les morceaux à cœur sain ont subsisté. Il reste que les gneiss et même les grès ont tout de même mieux résisté pendant la période froide. Seuls les micaschistes se sont montrés plus fragiles à en juger par leur émoussé et leur état d'altération supérieurs. Somme toute, ni les climats froids du Quaternaire, ni les climats humides du Postglaciaire, des interglaciaires ou de la période préglaciaire, ne peuvent rendre compte de la place des roches vertes dans l'échelle de résistance à égalité avec celle des gneiss lewisiens et *a fortiori* de leur position au sommet. Il faut remonter à une époque plus ancienne.

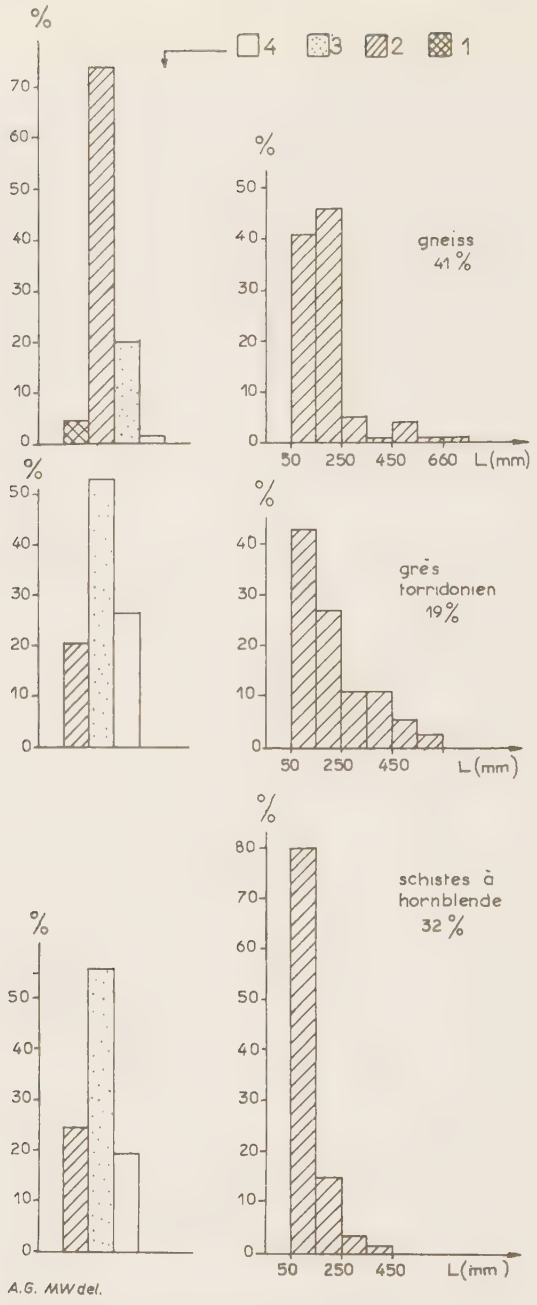


Fig. 64. — *Cailloux compris dans la moraine située à 2 km à l'WSW du Loch Tollie.*
A gauche, émoussés « à vue » pour les éléments de 100 à 250 mm. 1 : anguleux; 2 : subanguleux; 3 : mal arrondis; 4 : bien arrondis. A droite, histogrammes des longueurs pour les éléments supérieurs à 50 mm.

La datation du relief appalachien n'offre aucune difficulté en ce qui concerne la partie nord-occidentale, puisque les crêtes et les creux sont en voie d'exhumation de la couverture torridonienne. Nous avons là un remarquable exemple de pérennité des formes dans cette topographie très ancienne dégagée à partir d'aplanissements récents. Immédiatement au Nord-Est de Smithstown, des restes de niveau pliocène vers 110 m tronquent à la fois le gneiss, le Torridonien et les schistes verts d'une crête au sommet aplani. Le relief était déjà différencié quand a débuté l'épisode glaciaire, puisque la cuvette du Lochan nam Breac a servi de petit réservoir pour la glace qui a laissé des passages de diffluence autour. Plus au Nord, c'est l'aplanissement écossais qui nivelle à une altitude supérieure les grès et les affleurements de roches métamorphisées d'origine éruptive; mais l'exhumation est à peine commencée dans cette région de plateaux qui forment interfluve.

A l'Est de Gairloch, l'évolution est certainement plus compliquée. Les cours d'eau sont nettement inadaptés aux alignements de collines qu'ils traversent obliquement : la rivière Kerry en est le meilleur exemple. Ces tracés transversaux expliquent conjointement avec la présence de fractures orientées ENE-WSW le caractère discontinu des éléments de crêtes. Le point de départ du creusement vertical de l'hydrographie a dû être l'aplanissement écossais, car ce dernier est remarquablement conservé sur le sommet plat de la barre du Meall à Ghlas Leothaid vers 310 m. Le faîte du Meall Aundrary, qui est en face à la même altitude, dérive peut-être du même niveau. Mais la mise en valeur du relief appalachien ne s'est pas faite partout à la même époque. Les crêtes d'An Groban et de Sithean Mor étaient certainement dégagées bien avant, car elles apparaissent comme deux petits inselbergs dominant par des versants très raides la surface écossaise qui vient brutalement buter à leur pied. Quant aux crêtes moins élevés que traverse la rivière Kerry plus à l'Ouest, elles n'ont pu être modelées que par la dissection du niveau pliocène qui accompagne la rivière de chaque côté.

Au total, la formation de ce modelé de type appalachien s'est donc échelonnée sur un intervalle de temps considérable compris entre l'époque prétorridonienne et le Pliocène.

Le squelette d'un grand massif montagneux.

Du Sud du Loch Maree au Strath Carron, subsiste le squelette d'un grand massif montagneux. Malgré le profond découpage par de larges vallées à tracé rayonnant il est relativement aisé de reconstituer la forme originelle de l'ensemble : un grand dôme à peu près circulaire dont le centre était situé vers le Liathach. En effet, la répartition des altitudes dans tous ces bastions montagneux maintenant séparés les uns des autres ne laisse aucun doute sur l'ancienne unité d'un volume saillant profondément disséqué par la suite. Le dispositif hydrographique formé d'axes divergents à dessin radial, souligne encore cette unité.

Les montagnes individuelles qui composent l'ensemble ont dans leurs formes majeures bien des liens de parenté qui masquent les différences structurales. Celles du pourtour sont, suivant l'écartement des vallées, tantôt des échines étroites, tantôt des éléments allongés de plateaux élevés. Mais elles ont en commun la valeur peu élevée de leur rapport largeur/longueur, leur disposition en éventail et surtout leur inclinaison vers l'extérieur qui peut aboutir à une dissymétrie des formes en opposition avec ce qu'on attend d'ordinaire des différences d'exposition climatique. Ainsi le B. a' Chearcaill a ses escarpements tournés vers le Sud, les pentes douces exposées au Nord. Les montagnes nettement individualisées de Flowerdale Forest au Nord de la vallée de la rivière Torridon, le Baosbheinn, le B. an Eoin, le B.a' Chearcaill, répondent très bien à ce triple signalement. Au Sud, le B. Liath Mhor, Le Sgorr Ruadh-Fuar Tholl, et le Maol Chean-dearg An Ruadh Stac, malgré un isolement moindre et des formes un peu moins caractéristiques, gardent l'essentiel des traits qui font l'originalité de ce type de relief. Généralement les altitudes maximales ne dépassent guère 850-900 m du côté interne.

Dans la partie centrale, non seulement les altitudes sont plus fortes — elles atteignent 1 000 m au B. Eighe et 1 050 m au Liathach — mais les montagnes tout en restant nettement distinctes, prennent une ampleur plus grande et des formes plus capricieuses. La disposition des principales vallées a imposé au relief une orientation dominante Ouest-Est sans rapport avec la direction méridienne ou subméridienne de la structure.

Les beaux vestiges d'aplanissements parfaitement conservés qui se suivent d'une montagne à l'autre sont également un facteur d'unité pour le massif montagneux. Mais les concordances d'altitudes n'aboutissent point toujours à restituer des surfaces horizontales tant s'en faut. Il est fort plausible d'admettre que des déformations modérées revêtant précisément l'allure de dôme aient affecté les niveaux les plus anciens et les plus élevés. Nombreux sont les exemples de surfaces mûres formant des sommets élevés ou des éléments plans situés légèrement en contrebas des pyramides et cônes sommitaux qui tronquent une structure variée. Au B. Damh et au Baosbhienn ce sont les bancs inclinés de Torridonien qui sont recoupés en biseau. Au B. Liath Mhor les plissements de grès et quartzites accompagnés de quelques failles inverses sont nivelés par la topographie. Quant au B. Eighe, la simplicité de ses formes sommitales ne reflète en rien une structure compliquée faite d'écailles de quartzites surmontant des plis isoclinaux de Torridonien. Cette opposition rappelle celle qui avait été observée au Foinaven et la structure isoclinale y apparaît aussi nettement tronquée. Tous ces éléments de surface d'érosion supérieure s'ordonnent en un dispositif qui trahit la présence d'un bombement. Alors que sur les bordures de l'ancien massif montagneux le niveau se trouve à des altitudes analogues dans des directions diamétralement opposées, 780 m environ au Baosbheinn et au Sgorr Ruadh, au centre il grimpe à plus de 900 m au B. Eighe.

En contrebas de cette surface, s'observe par endroits un replat non structural très caractéristique qui semble lui aussi avoir une déformation, mais d'ampleur plus réduite. Présent généralement vers 620 m d'altitude, il monte à l'Ouest du Liathach au Sgorr a' Chadail jusqu'à 680 environ. Dans la mesure où la reconstitution des deux surfaces est correcte, on peut donc penser que la déformation en dôme dont est issu l'ancien massif montagneux, a continué de se faire légèrement sentir après l'élaboration du niveau d'érosion que représente ce haut palier. Il importe toutefois de rester très prudent dans l'interprétation car, malgré la netteté des formes dans des montagnes suffisamment rapprochées pour rendre les corrélations peu hasardeuses, les aplanissements ne sont pas authentifiés de manière sûre, faute de dépôts corrélatifs.

Les témoins d'aplanissements plus récents sont plus étendus, mieux conservés et faciles à reconnaître. De répartition marginale, ils ne semblent pas déformés et viennent mordre sur le pourtour des montagnes en créant un angle marqué que n'avait certainement pas le dôme montagneux à l'origine. Nous avons déjà vu qu'à l'Ouest, le niveau écossais venait en contact brutal avec le B. Alligin et le Baosbheinn. A l'Est du B. Eighe, les formes sont aussi nettes malgré un angle de base moins accentué : dans la même succession d'écailles et de plis isoclinaux que celle du B. Eighe, le replat du Meallan na Circe-fraoich, large de près d'un kilomètre, tronque à la fois les failles inverses et le charriage de Kinlochewe et se poursuit au delà de la vallée d'A' Ghaitbhe jusqu'au plateau tourbeux de Feith an Leothaid, en nivelant au passage le charriage de Moine. Plus au Sud, dans Coulin Forest, c'est la surface intermédiaire qui est responsable de l'importance morphologique si réduite du charriage de Kinlochewe. On peut la suivre dans la large bande de plateaux qui est au Sud-Est du Strath Carron et du Loch Carron. Du côté nord-ouest, au pied des montagnes, les témoins sont plus réduits et plus disséqués.

Enfin, au Nord de l'ancien massif montagneux, les deux aplanissements sont présents côte à côte, ce qui donne naissance à une véritable topographie en escalier, surtout si l'on tient compte des surfaces qui sont conservées plus haut. C'est parfaitement visible depuis les montagnes qui sont situées de l'autre côté du Loch Maree, depuis le Slioch par exemple. Dans le matériel homogène des grès d'Applecross doucement inclinés vers l'Est, on a ainsi une série de grands paliers non structuraux depuis le B. a' Chearcaill jusqu'au-dessus du Loch Maree : en dessous de croupes nivelées vers 640 m d'altitude, un bel élément de plateau, A Choineach Beag qui représente un reste de la surface intermédiaire, domine lui-même le replat écossais conservé sur d'assez grandes étendues dans la région de Talladale. Il est remarquable que dans une structure totalement différente faite de terrains charriés, la même succession de gradins s'observe au Meall a' Ghiubhais un peu plus à l'Est. Si les hautes surfaces comptent davantage, si les aplanissements intermédiaire et écossais sont plutôt représentés à l'Est qu'au Nord, il n'y a cependant pas de différences morphologiques fondamentales.

Le rôle morphologique joué par la structure est dans l'ensemble assez discret. Il n'a été révélé que petit à petit, au fur et à mesure de la dissection du dôme montagneux. En premier lieu, il faut signaler l'influence d'un grand anticlinal postcambrien dont le tracé légèrement arqué contourne la tête du Loch Torridon supérieur et se suit depuis l'Amhainn a' Gharbh Choire dans Flowerdale Forest jusqu'au coude de l'Amhainn Dearg à la tête du Loch Damh. Cet anticlinal qui préfigurait peut-être la déformation en dôme de la région, a fixé dans son axe l'implantation de certaines grandes vallées éventrant le massif montagneux : au Nord, celle occupée par le Loch na h Oidhche, au Sud le Stràth a' Bhàthaich que prolonge la profonde dépression séparant le B. na h Eaglaise du Meall Dearg. En outre il a donné aux versants des montagnes qui l'encadrent une allure dissymétrique. Le B. Damh et le B. Allignin ont tous deux des pentes nettement plus raides à l'Est qu'à l'Ouest, mais ce contraste qui est dû à l'origine au pendage ouest des bancs de grès a été accentué par les différences d'exposition climatique au Quaternaire froid. En raison du pendage sud-est, le Glen Torridon est dissymétrique dans sa partie moyenne : le versant nord est formé d'une série de plans structuraux, tandis qu'au Sud des abrupts raidis encore par le gel tardiglaciaire font du paysage une succession de grands escaliers bien marqués. En traversant le Liathach, l'anticlinal a entraîné la disparition de la couverture de quartzites sur les grès et la formation d'un ensellement marqué entre les deux sommets pointus de Mullach an Rathain et Spidean a' Choire Leith dont les chapeaux de Cambrien sont inclinés en sens opposé.

La grande faille connue sous le nom de « Fasagh Fault » qui avait déjà été signalée au Nord du Loch Maree à propos du Gleann Bianasdail, a surtout ici un rôle indirect. Décalée par le décrochement du Loch Maree, elle court du NNE au SSW, depuis le Glen Grudie jusqu'à la tête du Loch Torridon supérieur, et se poursuit même au-delà à travers le Loch Damh jusqu'au Loch Kishorn. Elle a plus ou moins localisé l'entaille du profond Glen Grudie, et fixé une terminaison brutale au B. Eighe et au Liathach du côté ouest. Plus au Sud, elle sépare nettement le B. Damh du Sgùrr na Bana Mhoraire. Toutefois son principal intérêt morphologique n'est pas là. De regard est, de rejet parfois considérable, c'est elle qui sert de limite occidentale à la répartition géographique des affleurements de quartzites cambriens. Toute trace de terrains charriés ou de quartzites autochtones a disparu à l'Ouest de cet accident. Comme les sommets les plus élevés ont en général bénéficié de la protection des bancs de quartzite, on comprend que les plus hautes montagnes soient, à l'exception du B. Alligin, situées à l'Est de la faille. La présence ou l'absence de quartzites retentit d'ailleurs sur la morphologie. A l'Ouest, dans l'homogénéité de l'épaisse couverture gréseuse, les montagnes apparaissent comme des bastions crénelés flanqués de grosses tours. La forme des versants commandée par le litage et le réseau de diaclases qui lui est grossièrement perpendiculaire, se signale par son caractère géométrique et son alternance caractéristique d'abrupts massifs et de replats structuraux sur lesquels reposent de petits talus d'éboulis. Le volume faible des éboulis, la présence de roches polies nues jusqu'au fond des vallées (ex. Coire Dubh) montrent que la fourniture par le gel au Tardiglaciaire a été médiocre. Au contraire, dans le compartiment est, avec les quartzites qui d'ailleurs prennent vite une grande ampleur en raison de la répétition des couches par les multiples failles inverses, apparaissent les grandes pentes régulières et rectilignes couvertes d'éboulis clairs qui mènent aux sommets coniques ou pyramidaux (ex. : B. Eighe).

Les accidents liés aux déplacements tangentiels calédoniens n'ont qu'une importance morphologique assez

mince. Le plus souvent, ils sont nivelés ou n'apparaissent que dans les formes de détail des versants. Les nombreuses écailles de quartzite qui prolongent en surface les plis isoclinaux profonds de Torridonien se traduisent couramment par de petits chicots pierreux dissymétriques. Quand les failles inverses prennent de l'ampleur et passent à de petits charriages, elles peuvent, dans la mesure où la lithologie se montre favorable, imprimer à certains reliefs une forme rigide d'asymétrie caractéristique. Le Maol Chean-dearg doit son allure dissymétrique de « crêt » à la superposition anormale d'une tranche de Torridonien sur les quartzites repliés. Au Sgurr Dubh, les écailles de quartzites et les bancs de Torridonien qui les prennent en sandwich apparaissent de manière schématique comme des « crêts » tournés en sens inverse. Dans les séries sédimentaires épaisses, un style de déformation plus souple peut conférer à la topographie une allure sensiblement différente. C'est ainsi qu'au B. Liath Mhor, les synclinaux de Cambrien quartzitique enfoncés obliquement en coin dans les couches reployées de grès apparaissent sous la forme d'ensellements doux dominés par les croupes lourdes de Torridonien.

Les grands charriages très inclinés sur l'horizontale n'ont qu'un rôle morphologique épisodique lié d'une part à la présence de contrastes lithologiques, d'autre part à la mise en valeur par l'érosion linéaire des cours d'eau. Le plus souvent ils donnent naissance à des bourrelets lourds mais nettement dissymétriques. L'individualisation de la croupe du Meall an Leathaid Mhoir ou de celle du Càrn Odhar un peu plus au Sud, s'explique par la superposition de la nappe de Kinlochewe formée de Lewisien charrié encore partiellement recouvert de grès, sur des écailles où se répètent les couches de Cambrien moyen relativement tendres. Le cas du Meall a' Ghiubhais est un peu particulier. La partie supérieure de cette montagne isolée se détache nettement du plateau sur lequel elle repose. Elle correspond à une klippe de grès de la nappe de Kinlochewe. La base du lambeau de recouvrement est soulignée dans le relief par l'intercalation de Cambrien moyen entre les quartzites autochtones et les quartzites charriés.

L'état de squelette auquel est réduit le grand massif montagneux suggère que la dissection est ancienne. Même si les profondes vallées à fond plat qui séparent les montagnes ont un modelé assez typique d'auges glaciaires, il ne faut pas se dissimuler que le façonnement par la glace n'a été le plus souvent qu'un aménagement des grandes coupures existantes. Les glaciers de la région bien alimentés dans les montagnes du B. Eighe et du Liatach qui occupent la partie centrale, n'ont fait qu'accentuer le découpage du dôme en lambeaux en profitant du tracé radial des vallées. Quand ils ne se sont heurtés à aucune action antagoniste de la glace venue d'autres massifs, c'est-à-dire dans les directions nord-ouest et ouest essentiellement, ils ont pu surcreuser en partie certaines vallées divergentes. La disposition du Loch na n- Oidhche et du Loch a' Bhealaich est très caractéristique à cet égard et répond bien au schéma proposé par Linton pour le massif du Cumberland [280]. Dans les autres vallées, surtout vers l'Est et le Sud-Est, l'utilisation du relief préexistant a été moins poussée, car un puissant englacement des montagnes situées à l'intérieur, empêchait l'écoulement facile des glaciers dans ces directions. Le travail de la glace y était d'autant moins efficace que le creusement préglaciaire était plus faible dans les secteurs relativement éloignés de la mer.

Il est évidemment bien délicat d'apprécier la part du creusement vertical glaciaire dans le total de la dissection du massif montagneux, car le même moule a été utilisé à des époques successives par des agents d'érosion différents. Toutefois le Glen Torridon, qui est sans doute l'auge la plus profonde et la plus caractéristique de la région, peut nous aider à préciser un peu les choses. Apparemment, nous avons au pied de la montagne de Liathach, des traits accusés d'une morphologie glaciaire trahissant un important approfondissement local. Le Glen Torridon est une auge classique dominée par des vallées suspendues dont la plus typique est sans conteste le Coire Dubh, curieusement branchée vers l'Est, c'est-à-dire vers l'amont. La dénivellation qui la sépare de l'auge principale est de près de 200 m sur 1,5 km, elle est rachetée par des rapides et par une gorge qui entaille le Torridonien sur une dizaine de mètres. Le Coire Dubh est emprunté par un cours d'eau qui n'est autre que la tête de la rivière Torridon. Cette dernière dessine ainsi un coude brusque à l'endroit du raccord où s'observent justement quelques petits verrous. Or, à l'Est de ce coude l'auge principale se prolonge par un bassin rempli de drumlins qui conduit à la vallée d'A'Ghairbhe tributaire du Loch Maree, et nous trouvons la ligne de partage des eaux actuelle installée dans cette zone tourbeuse de drainage indécis au fond d'une vallée large. Compte tenu du branchement du Coire Dubh et de la vallée affluente qui lui fait face vers l'amont, on peut donc affirmer qu'une capture a eu lieu au profit du Loch Torridon. Il est assez normal, en première hypothèse au moins, de tenir pour responsable de ce renversement de drainage le glacier qui allait d'Est en Ouest en remontant la vallée d'A' Ghairbhe puis en descendant celle du Glen Torridon. Néanmoins il ne faut pas surestimer l'importance du creusement effectué par la glace. Le fond de la vallée du Coire Dubh formé de roches polies sur lesquelles la rivière se contente de glisser, n'a sans doute subi qu'une érosion linéaire très faible pendant la période froide, car il débouche sur l'auge principale au niveau d'un replat non structural encore bien conservé vers 270 m. D'autres témoins de ce replat, qui représentent les vestiges de l'aplanissement écossais, sont présents dans toute la région le long de l'A' Ghairbhe jusqu'au Loch Maree, mais aucun n'est visible le long du Glen Torridon. Par rapport à ce niveau d'érosion qui vient couramment jusqu'au pied des montagnes, l'approfondissement du Coire Dubh est donc à peu près négligeable et bien d'autres vallées plus grandes au voisinage se trouvent exactement dans la même situation. Quant à la capture en faveur du Glen Torridon, elle a eu lieu

après la dissection de cet aplanissement. Malheureusement le niveau pliocène n'est pas ou plus représenté dans la vallée principale mais d'après les vestiges encore observables dans les environs, on peut fixer la valeur de la dissection verticale qui sépare les deux aplanissements à une centaine de mètres environ; ce qui nous conduit à admettre qu'au Pliocène le fond du Glen Torridon en amont devait déjà n'être plus qu'à 160-170 m au maximum. Ajoutons que très souvent le niveau pliocène nous est apparu comme étant lui-même disséqué avant l'arrivée des glaciers. Comme l'altitude du fond de vallée actuelle est d'environ 90 m, il ne reste plus qu'une tranche modeste d'érosion verticale à attribuer à l'action glaciaire, même si l'on tient compte des petits ombilics remblayés. Deux objections peuvent évidemment se présenter :

1) L'érosion linéaire n'était peut-être pas remontée jusqu'au fond du Glen Torridon et n'avait point encore attaqué l'aplanissement écossais avant l'arivée des glaciers. Mais dans ce cas, nous serions en présence d'une grande auge analogue à celle du Strath Lungard dont le fond en berceau coïncide à peu de choses près avec l'aplanissement en question. Il existe d'ailleurs des témoins du niveau pliocène de chaque côté de l'Upper Loch Torridon et leur altitude montre que la dissection avait gagné l'emplacement du Glen Torridon (à moins d'imaginer une vallée suspendue préglaciaire).

2) La vallée du Coire Dubh est nettement supendue au-dessus de l'auge. Un recul latéral d'origine glaciaire peut aboutir à ce résultat sans qu'il y ait nécessairement un fort creusement vertical. Ainsi a pu se créer la rupture de pente que rachète une gorge dont la plus grande partie a d'ailleurs été creusée sous climat froid.

Sans vouloir nier l'approfondissement par les glaciers des principales vallées qui découpent l'ancien massif montagneux, il serait bien imprudent de leur attribuer la totalité du découpage en montagnes isolées. Le travail était déjà bien avancé avant le Quaternaire froid et la glace a surtout agi sur les secteurs inférieurs où les aplanissements subissaient la plus forte dissection. En amont, si les versants ont été raidis, les larges vallées et les plateaux qui s'y raccordent sont restés à peu près intacts.

d. La péninsule d'Applecross

Malgré son étendue modeste, c'est une région qui mérite d'être étudiée à part. Son homogénéité et son originalité morphologiques, en font par excellence dans le découpage régional une unité qu'il serait dommage de rattacher à un autre ensemble. Péninsule massive de forme grossièrement triangulaire, Applecross se décompose en deux blocs lourds juxtaposés. Celui du Nord de dessin triangulaire est limité de deux côtés par la mer et au Sud-Est par la vallée de la rivière Applecross. Celui du Sud ressemble plutôt à un trapèze dont la base correspondrait à la côte nord du Loch Kishorn et à la vallée de la rivière Kishorn. A l'exception de la bordure du Loch Torridon au Nord où affleure le socle, tout le matériel est sédimentaire et les puissantes assises du Toridonien moyen en constituent de beaucoup la plus grande part.

Il y a dans l'arrangement général des formes et dans la disposition du réseau hydrographique une dissymétrie systématique qui se retrouve dans chacun des deux blocs et qui ne peut être le fait du hasard. Alors qu'au B. Shieldaig, les formes lourdes de ce plateau sont doucement inclinées vers le Sud-Est, dès qu'on franchit la rivière Shieldaig pour rentrer dans la péninsule d'Applecross proprement dite, les lambeaux de plateaux étagés obéissent tous à une disposition inverse à inclinaison nord-ouest. Aux pentes douces régulières et monotones qu'accompagnent les longs cours d'eau vers le Nord-Ouest, s'opposent les versants raides et les escarpements tournés vers le Sud-Est qu'échancrent de vigoureux torrents. Pour le bloc du Nord, la limite sud-est est d'autant plus marquée qu'elle est rigide, rectiligne et soulignée par la rivière Applecross dont la vallée — le Strath Maol Chaluim — au moins pour la partie supérieure des versants, est remarquablement dissymétrique. La vigueur des abrupts diminue rapidement vers le Nord-Est. Au contraire, pour le bloc méridional, les escarpements prennent de plus en plus d'importance vers le Nord-Est jusqu'au B. Bhàn. Tournés vers l'Est, ils ont été encore raidis au cours de leur évolution en cirques durant le Quaternaire, de telle sorte que la dissymétrie s'en est trouvée exagérée. A ces traits d'ensemble s'ajoutent des formes de taille plus réduite, comme ces curieux éléments de plateaux en escalier, limités par des abrupts rectilignes non festonnés et généralement orientés suivant une direction méridienne ou subméridienne. Ce type de relief est surtout représenté en bordure de la côte ouest, plus particulièrement au Nord de la baie d'Applecross dans le bloc septentrional. Dans le bloc du Sud, on le retrouve aux environs de Toscaig, mais il est moins net.

L'organisation d'ensemble du relief en deux gros blocs inclinés vers le Nord-Ouest et se terminant brutalement vers le Sud-Est, répond à l'existence de deux grandes failles d'orientation NE-SW *(fig. 65)*. La première joint le Loch Shieldaig, où elle met en contact socle et Torridonien, à Applecross Bay où elle sert de bordure à un bassin de sédiments triasiques et liasiques. La seconde longe le Loch Kishorn, puis remonte la vallée de la rivière Kishorn en séparant les grès torridoniens des couches cambriennes. Vers le Nord-Est, ce deuxième compartiment est limité par une autre faille de direction perpendiculaire NW-SE qui suit le Glen Shieldaig, se prolonge peut-être jusqu'à la péninsule d'Ardheslaig et a isolé le B. Shieldaig du jeu du bloc méridional d'Applecross. Ainsi s'explique le changement brusque de la topographie le long du Glen Shieldaig. Malgré un pendage

Photo 12. — *La cuvette prétorridonienne du Lochan nan Breac* (au Nord-Est de Gairloch).
La colline à rebords abrupts et à entablements qui apparaît dans le centre de la photo est une masse de grès et de conglomérats qui subsistent au cœur du socle. Vue vers le Nord-Est.

Photo 13. — *Le ravin affluent de l'Amhainn Cumhang a' Ghlinne* (à l'Ouest de Lochcarron).
A la faveur d'une ligne de faille, le gneiss a été profondément scié.
Les arbres donnent l'échelle. Vue vers le Nord.

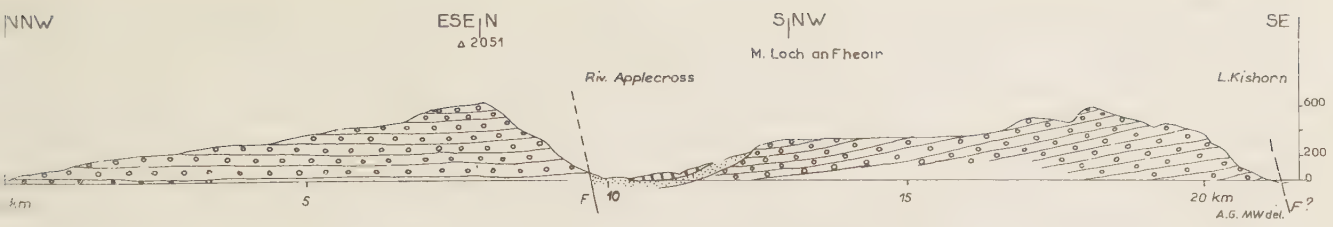


Fig. 65. — *Coupe à travers la péninsule d'Applecross.*

orienté dans l'ensemble vers le Sud, le versant nord-est de la vallée est le plus raide et le plus long. Il conduit au bloc soulevé autonome du B. Shieldaig où la surface intermédiaire qui tronque les bancs torridoniens a été légèrement basculée vers le Sud-Est. Les glaciers n'ont pas fait disparaître les traits de dissymétrie de la vallée, bien au contraire. Mais la rivière n'a pas toujours retrouvé le tracé de la faille et il lui arrive, comme en amont du Loch Dughaill, d'entailler la roche en place sur le bord le plus élevé de l'auge en laissant le côté déprimé de ligne de faille à un ruisseau. Une telle position ne peut guère s'expliquer autrement que par un creusement d'origine para-glaciaire.

Le rôle joué par les failles.

En ce qui concerne Applecross proprement dit, le problème morphologique fondamental concerne évidemment le rôle joué par les failles. Doit-on considérer les deux blocs qui composent la presqu'île comme directement liés au jeu des failles, autrement dit comme des blocs basculés originels plus ou moins abimés par l'érosion, ou au contraire ne voir dans les escarpements que des formes dérivées des contrastes lithologiques nés des lignes de faille ? Quelle est l'origine des abrupts qui séparent les escaliers de plateaux du côté ouest ? Pour répondre, il faut faire appel au témoignage de la géologie et des formes.

Les deux grandes failles de direction NE-SW ne sont pas très anciennes; compte tenu des affleurements sédimentaires qui sont dénivelés, celle du Loch Kishorn est postérieure aux mouvements de chevauchement affectant le Cambrien; celle d'Applecross-Loch Shieldaig est au moins postliasique. En fait leur âge est peut-être beaucoup plus récent. Ajoutons que nulle part en Ecosse du Nord, le Lias et le Trias ne sont très épais. A Applecross, l'ensemble qui doit atteindre 300 m au maximum, est insuffisant pour faire du relief un simple modelé d'exhumation des sédiments secondaires le long des lignes de faille.

Des mouvements de dislocation tertiaires sont d'autant plus plausibles dans la péninsule d'Applecross, qu'elle se trouve à proximité immédiate du centre volcanique de Skye où ce genre d'accident est courant. Nous avons vu (chapitre II et carte hors-texte I) que deux des trois directions prédominantes des failles à Skye étaient NE-SW et N-S, deux orientations qui sont précisément celles des principaux alignements topographiques d'Applecross. La troisième direction, NW-SE, est d'ailleurs représentée également en particulier le long du Glen Shieldaig.

Plus décisif encore est l'argument suivant lequel les grès d'Applecross ont été soumis à des tensions au Tertiaire, puisqu'on y rencontre d'assez nombreux dykes d'orientation généralement méridienne et remplis de basalte tertiaire. La répartition géographique des dykes est d'ailleurs très instructive. Même en faisant abstraction de la couverture discontinue de moraines, la densité apparaît fort inégale. Très nombreux au Sud-Est sur le bord élevé des deux blocs, les dykes se raréfient vers le Nord dans les régions plus basses. Tout se passe donc comme si une fracturation maximale avait été enregistrée au Tertiaire sur les parties redressées des blocs basculés. En outre, certains dykes en s'arrêtant brutalement en contact avec le plan de la faille Applecross-Loch Shieldaig, indiquent clairement qu'un déplacement vertical relatif postérieur à la phase de tension des dykes a eu lieu dans les compartiments situés de part et d'autre de ce grand accident.

Ces dykes de basalte se traduisent parfois dans le détail des coupes sur le terrain, par des zones de décomposition de la roche en place de profondeur inhabituelle qui se marquent occasionnellement dans la topographie par des creux rectilignes. Au pied du Meall Loch an Fheòir, la poche d'altération poussée qui s'accompagne de belles boules d'exfoliation atteint deux mètres, mais elle n'a nullement été exploitée par érosion différentielle et les glaciers qui ont laissé à proximité un manteau morainique ne l'ont pas utilisée. Toutefois le basalte intrusif s'est souvent montré plus massif et plus résistant que le grès brisé à son contact, et la ligne de faiblesse après avoir servi de guide à l'intrusion, a pu être mise en valeur par érosion. Ainsi dans la gorge de la rivière Toscaig en aval, le creux est localisé dans la zone fragile de grès qui borde un dyke épais et massif. D'autres exemples existent au Nord-Ouest du village d'Applecross, mais dès qu'on aborde la partie supérieure des versants et le sommet des plateaux, les dykes sont nivelés par des aplanissements qui tronquent basalte et grès et ne peuvent être de ce fait que tertiaires.

*

Dans une optique plus morphologique, on doit également faire état du témoignage précis apporté par les formes. Il est assez remarquable que les escarpements méridiens, et grossièrement parallèles qui limitent les marches d'escaliers au Nord-Ouest d'Applecross Bay soient le plus souvent d'une fraîcheur étonnante que n'altère pas la présence d'échancrures ou de rentrants. Cela est bien visible sur le terrain mais apparaît de manière plus claire encore sur les photos aériennes. Or le matériel gréseux est homogène et le pendage qui se fait vers l'Ouest ne peut pas rendre compte de ces abrupts tournés justement dans cette direction. Comme par ailleurs les ruptures de pente coïncident avec le tracé de grands dykes méridiens continus, il est hors de doute que le paysage reflète ici l'existence d'une série d'escarpements de failles qui ont peu reculé. Plus au Sud, il est vraisemblable d'admettre que la région basse de Toscaig corresponde à un compartiment affaissé que limitent deux failles à angle droit : l'une SE-NW aboutissant à Culduie, l'autre NE-SW suivie par la rivière Toscaig dans son cours supérieur. Là aussi, ni le matériel, ni les pendages ne peuvent expliquer les formes. Mais dans les deux cas, il serait faux de croire que la tectonique a forcément joué un rôle direct : elle a pu simplement en abaissant un compartiment, préparer la voie à un aplanissement récent, dont les limites coïncideront en gros avec le tracé des failles. C'est ce qui s'est passé dans les environs de Toscaig pour le niveau pliocène, et au Nord-Ouest d'Applecross Bay pour un aplanissement antérieur. Mais au voisinage immédiat de la côte, par contre les failles méridiennes se marquent directement dans la topographie par des falaises rectilignes ou des escarpements continentaux remarquablement frais.

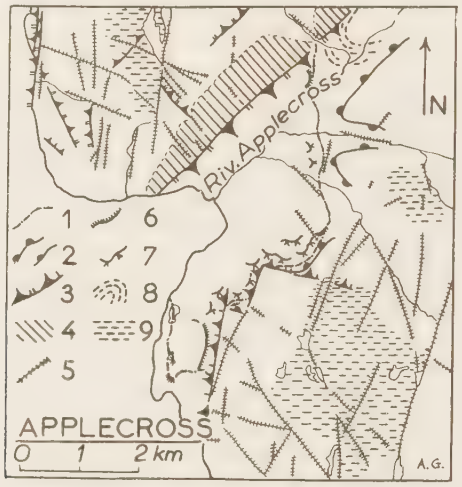


Fig. 66. — *Les environs d'Applecross.*
1 : limite des affleurements de sédiments secondaires; 2 : escarpements ou talus de Torridonien; 3 : escarpement de faille ou de ligne de faille (les barbules doubles indiquent une faille certaine, les barbules simples une flexure ou une faille douteuse); 4 : facettes du versant au NW de la Riv. Applecross; 5 : creux de fracture (suivi ou non de dyke) ou vallée de ligne de faille; 6 : cuesta de Trias; 7 : cuesta de Lias; 8 : vallum morainique du pied du Coire Glas; 9 : aplanissement prépliocène.

Les formes qui accompagnent les deux grands accidents NE-SW de la péninsule sont plus complexes. En ce qui concerne la faille du Loch Kishorn, le recul est assez poussé, mais les profondes indentations n'ont pas fait disparaître l'alignement des éperons en retrait par rapport au tracé de la faille. Même si le jeu principal de la faille est relativement ancien, des mouvements récents ne sont pas à exclure, car des failles secondaires obliques et branchées sur la dislocation principale coïncident assez fidèlement en matériel gréseux homogène avec des escarpements rectilignes (ex. : à l'ENE d'Uags). Pour ce qui est de la faille Applecross-Loch Shieldaig, le grand abrupt qui l'accompagne n'existe que le long de la rivière Applecross sous la forme d'un versant raide remarquablement rectiligne et massif, qui peut atteindre 450 m de haut, au-dessus d'Hartfield. Au-delà vers le Nord-Est, la dénivellation diminue rapidement et vers la ligne de partage des eaux le tracé n'est plus jalonné que par la timide retombée du Cròicbheinn. Puis en redescendant vers le Loch Shieldaig, le contact du gneiss avec le grès est souligné par un escarpement net d'une centaine de mètres de haut. Ces caractères semblent indiquer que l'accident topographique lié à la dislocation est en grande partie un escarpement de ligne de faille. Mais il nous faudra examiner de plus près cette faille pour essayer de déterminer si des rejeux ont eu lieu ou non.

A ce sujet les vestiges d'aplanissements peuvent rendre quelques services. Si les éléments de surfaces perchées et anciennes sont bien conservés dans les bancs de grès de la péninsule d'Applecross, ils sont souvent trop réduits pourqu'on puisse y déceler avec certitude une inclinaison. Par contre dans les restes plus étendus des niveaux récents, les phénomènes de bascule sont plus faciles à identifier. Malheureusement les corrélations entre les témoins d'aplanissements sont difficiles ou même impossibles à établir en raison précisément des

dislocations tardives. On ne pourra guère utiliser qu'individuellement les éléments de surfaces d'érosion pour voir s'ils obéissent à un basculement systématique dans une direction.

Le B. Bhàn est une haute croupe dont les flancs profondément affouillés contrastent avec le sommet régulier d'allure très calme. Les bancs de grès y sont tronqués sous un angle faible par une topographie qui descend doucement vers le Nord-Ouest de 880 m à 800 m. Avec le Sgùrr a Chaorachain voisin, où l'inclinaison est la même, ce sont les deux seuls sommets à avoir conservé des vestiges de surface supérieure. L'étendue restreinte et l'étroitesse des lanières qui subsistent ne permettent pas de décider avec certitude si ces hautes surfaces ont été déformées, mais c'est extrêmement probable.

Des restes plus importants d'un aplanissement un peu moins élevé s'observent sur le ruban de plateaux en forme de Z qui va du Càrn Dearg au Meall Gorm. Sur ces sommets larges, le pendage du Torridonien est nettement tronqué par la topographie, mais la répartition des vestiges du SSW au NNE est telle qu'elle ne permet pas de déceler facilement une pente vers le Nord-Ouest. Il reste qu'en prenant individuellement chaque élement de plateau — le Càrn Dearg, le Meall Gorm-Creag Ghorm, et la croupe triangulaire située au Nord-Ouest de la rivière Applecross — on constate chaque fois une descente douce en direction du Nord-Ouest.

La surface intermédiaire a laissé quelques témoins qui sont aussi en pente vers le Nord-Ouest. Dans le bloc du Nord, c'est visible d'An Gharb-mheall au Meall an Fhuaid. Dans le bloc du Sud, l'inclinaison de l'ensemble An Fùr-B. a' Chait est d'autant plus frappante qu'elle s'oppose à celle du B. Shieldaig, bloc autonome situé en arrière. Mais les vestiges les plus remarquables d'aplanissements appartiennent à un autre niveau situé en contre bas et qui ne peut être que le niveau écossais, à en juger par sa position et son altitude d'ensemble. Le plus bel exemple est situé dans le bloc méridional : c'est un plateau parsemé de centaines de petits lacs, subhorizontal dans le sens W-E, mais nettement incliné du Sud au Nord, du Càrn nan Uaighean (360 m) au Meall Loch an Fheòir (320 m), soit 8 m par kilomètre. A cet endroit, il arrive en contact avec le rebord du bassin de sédiments secondaires d'Applecross, de telle sorte qu'il est logique de penser que le dégagement s'est fait à partir de son plan d'érosion tronquant à la fois le Torridonien et les affleurements de Trias et de Lias *(fig. 66)*. Dans le bloc du Nord, une belle marche d'escalier limitée par deux lignes de faille appartient également à ce niveau. Elle descend aussi en pente douce vers le Nord depuis 340 m aux environs du Loch nan Eun jusqu'à moins de 300 m. Dans les deux cas, les bancs de grès torridonien qui pendent vers l'Ouest sont visiblement recoupés par la surface topographique.

Les vestiges d'aplanissement pliocène sont peu étendus à Applecross et limités aux pourtours. Dans la partie méridionale de la péninsule, ils tronquent le grès torridonien des environs de Toscaig et mordent sur le Trias en s'avançant jusqu'au Sud du village d'Applecross, mais la répartition purement côtière donne une bande assez étriquée. Au contraire, dans toute la partie du bloc septentrional qui borde le Loch Torridon, le niveau prend une certaine ampleur. Socle et Torridonien sont intégrés dans le même aplanissement qui descend doucement vers le Nord-Ouest. La pente est beaucoup plus faible que pour les niveaux précédents (4 m par kilomètre). Elle est du même ordre que celle rencontrée dans les régions plus septentrionales et peut fort bien correspondre à une pente originelle sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir un basculement. Toutefois, au passage de la faille qui conduit au Loch Shieldaig, l'aplanissement subit un décalage d'altitude brusque trop important (plus de 80 m) pour qu'il n'y ait pas lieu d'envisager un rejeu récent. Il est vrai qu'à cet endroit, le gneiss est en contact avec les grès torridoniens. Mais il faut rappeler que de l'autre côté du Loch Shieldaig, près d'Alligin Shuas, la même faille provoque dans un matériel homogène de gneiss un ressaut de près de 75 m.

En conclusion, la morphologie d'ensemble de la péninsule d'Applecross est commandée par le jeu de deux grands blocs basculés voisins qui ont incliné vers le Nord les plateaux étagés représentant différents niveaux d'érosion. Ces mouvements ont eu lieu assez tardivement, mais au Pliocène les grands basculements avaient, semble-t-il, cessé. Néanmoins certaines failles ont pu continuer à rejouer localement : en particulier la grande faille Applecross-Loch Shieldaig dont il nous appartient maintenant d'étudier la nature morphologique complexe.

Il y a dans les caractères de l'escarpement qui accompagne cet accident majeur des aspects contradictoires. La fraîcheur des formes et le recul insignifiant par rapport au plan de faille suggèrent un escarpement de faille original. Par contre, une mise en valeur étroitement dépendante de la présence d'un cours d'eau adapté et de l'existence de contrastes lithologiques fait songer à un escarpement de ligne de faille. En fait, les formes sont composites et participent à plusieurs types morphologiques. Vers le Nord-Est, nous venons de voir qu'à proximité du Loch Shieldaig, le niveau pliocène était dénivelé. Comme au pied du Cròic-Bheinn, où le ressaut, en lithologie gréseuse homogène, est de l'ordre de 70 m, nous avons donc un petit escarpement de faille dont la hauteur relative mesure en gros l'ampleur des mouvements récents. Il faut néanmoins tenir compte d'une exagération à l'extrémité nord-est par l'Amhainn Dubh, rivière adaptée à la faille. Dans le secteur suivi par la rivière Applecross jusqu'au vallum morainique qui est au pied du Coire Glas, l'escarpement est beaucoup mieux marqué et peut atteindre 480 m de haut. Mais il faut faire intervenir le creusement fluviatile et glaciaire, car la dissymétrie de la vallée ne commence que dans le haut des versants à près de 250 m au-dessus du fond. C'est-à-dire que nous avons un escarpement de faille très exagéré. Enfin plus à l'Ouest, commence un troisième secteur où l'escarpement rigide est le plus massif et le plus imposant. Le plateau de B. a Chlachain, où les bancs

de grès apparaissent tronqués, domine directement la vallée par un versant rectiligne et raide de plus de 450 m de haut. Mais au pied se trouve un bassin de sédiments secondaires relativement tendres — des grès et conglomérats assez friables du Trias, de grosses dalles de calcaire dolomitique du Lias — dont le dégagement explique la remarquable fraîcheur de l'abrupt. Nous avons donc ici un escarpement de ligne de faille mis en valeur au cours de la dernière étape par la dissection du niveau pliocène encore présent sur les sédiments aux environs du village d'Applecross. Mais auparavant s'était déjà faite une exhumation partielle du plan de faille par enlèvement des sédiments à partir de la surface écossaise qui domine directement vers le Sud le rebord du bassin triasique, au Meall Loch an Fheòir. L'écart de plus de 110 m qui existe actuellement entre les témoins de cet aplanissement de part et d'autre de la faille montre que d'importants mouvements avaient eu lieu. Autrement dit l'escarpement qui domine le Strath Maol Chaluim est composite : le sommet est un escarpement de faille un peu émoussé qui a légèrement reculé, la base est un escarpement de ligne de faille dégagé de plus en plus tardivement vers le bas, en plusieurs étapes. Le point de départ de l'évolution telle qu'on peut la reconstituer est la dislocation et le basculement de l'aplanissement écossais qui nivelait le bassin sédimentaire. Ensuite une érosion différentielle des sédiments secondaires comportant un arrêt au Pliocène et une reprise postérieure a conduit à exhumer la base du magnifique escarpement si bien conservé.

Le problème de la surface infratriasique.

La conservation des sédiments secondaires en bordure de la baie d'Applecross, dans un demi-graben, permet de poser le problème de la surface infratriasique mieux que n'importe où ailleurs en Ecosse du Nord. Depuis le sentier de Sand qui domine Applecross Bay du côté nord, on voit très bien comment les collines douces de Trias et de Lias viennent buter contre la topographie très redressée du Torridonien. Le bord du creux dans lequel repose le Secondaire est souligné quelquefois par de véritables escarpements festonnés. Un examen rapproché confirme cette impression d'ensemble. Au Nord-Est de Camusteel, une colline de Trias à pendage nord-ouest a un sommet plat tronqué par le niveau pliocène. Elle se termine vers l'Est par quelques chicots rocheux dominant une petite dépression allongée qui ne marque pas exactement le contact avec le Torridonien mais a été façonnée aux dépens du Trias plus tendre. En effet le faciès est celui d'un grès plus ou moins conglomératique rougeâtre (1), dont le ciment n'est pas très résistant et au total le Trias est loin d'avoir la massivité et l'homogénéité du Torridonien, qui constitue le versant raide contre lequel il vient s'appuyer vers l'Est. Il y a donc eu exhumation locale d'une bordure redressée dont il faudrait préciser la nature. La brutalité du contact suggère un plan de faille et les photos aériennes montrent bien deux alignements d'abrupts qui ressemblent fort à deux lignes de failles. Mais une pastille de Trias subsiste assez haut sur le versant et, à moins d'envisager une faille récente, nous n'avons peut-être ici — comme de l'autre côté de la colline à l'Ouest — qu'un élément de topographie prétriasique très incliné. Quoiqu'il en soit, le Trias repose dans un creux marqué de Torridonien où la surface infratriasique est bien trop redressée pour jouer un rôle morphologique appréciable. Au pied du plateau du Meall Loch an Fheòir hérité de la surface écossaise, la limite du bassin secondaire est remarquablement nette, car les escarpements de bordure de Torridonien ont été raidis par le gel, en raison de leur expositon favorable au Nord *(fig. 66)*. Comme l'ancien versant raide taillé dans les grès a reculé au Quaternaire, il est clair qu'aucun élément de surface prétriasique ne peut apparaître dans le paysage actuel. En contrebas des escarpements gréseux sont conservés les sédiments secondaires plus ou moins recouverts de moraines. Le Lias, quand il est dolomitique peut donner par endroits une petite cuesta surplombant le conglomérat friable du Trias. La mise en valeur de ces formes de détail n'a pu se faire qu'après un dégagement partiel des sédiments secondaires remplissant le bassin d'angle de faille. Le point de départ de cette érosion différentielle est évidemment le niveau écossais conservé immédiatement en bordure. Le basculement qui l'a affecté peut rendre compte en partie de l'inclinaison de la surface infratriasique assez exceptionnelle si on la compare à celle qui jalonne les autres affleurements de la bordure du Minch. Au total, la surface prétriasique — ou préliasique, car le Lias est légèrement transgressif — ne peut jouer dans la péninsule d'Applecross qu'un rôle morphologique des plus réduits. Recoupée par des aplanissements plus récents, basculée par les mouvements tectoniques tertiaires, elle n'a été exhumée que tout à fait localement d'un soubassement gréseux qui n'a pas toujours su résister aux attaques de la gélifraction pendant le Quaternaire.

L'évolution quaternaire.

Les différences locales d'évolution au cours du Quaternaire sont considérables et il est instructif de comparer à cet égard les versants raides des montagnes du bloc méridional avec l'escarpement de ligne de faille longé par la rivière Applecross.

(1) Les galets du Trias comprennent à côté de cailloux torridoniens de nombreux éléments étrangers d'une couverture qui n'est plus représentée dans la région : quartzites et dolomies du Cambrien en particulier.

Dans le premier cas, une exposition favorable à l'Est et surtout les nombreuses indentations qui échancraient le bord raide d'un bloc basculé déjà évolué, ont permis à la période froide de marquer profondément la morphologie. De splendides cirques cernés de parois sauvages mordent sur les rebords de la montagne et les entailles des cours d'eau préglaciaires transformées par les glaciers offrent toute une gamme de formes allant de la vallée suspendue classique au cirque élémentaire. Au contraire, l'escarpement qui domine la vallée d'Applecross était immunisé par sa massivité, sa rigidité, et pour tout dire sa fraîcheur venue d'une exhumation tardive. Seul le haut, un peu plus abîmé, a légèrement évolué, mais aucun cirque véritable ne s'est formé malgré des apparences parfois trompeuses. Le Coire Glas, vu de face, fait illusion. C'est en réalité un « faux cirque », une simple coupure dont la localisation sur le versant correspond au passage d'un grand dyke transversal accompagnant une fracture. Il a été dégagé partiellement du manteau morainique qui l'obstruait par le torrent, mais ne doit rien au creusement glaciaire, car au maximum glaciaire la glace allait dans l'autre sens en remontant le versant. Plus tard, le glacier qui suivait la vallée de la rivière Applecross, a laissé au pied en se retirant une série de petites buttes morainiques. Mais leur disposition ne montre pas trace d'une perturbation qui n'aurait pas manqué de se produire si un glacier de cirque avait subsisté en bordure. Un cône de déjection s'est simplement logé entre le versant et les moraines terminales du stade de retrait. Le volume occupé par ces accumulations est d'ailleurs réduit et les glaciers de vallée n'ont pas eu dans la région une ampleur bien considérable. Il est significatif que la plage soulevée supérieure, ordinairement absente des embouchures de vallées principales dans toute la partie septentrionale de la côte nord-ouest, soit justement représentée en bordure de la baie d'Applecross. L'estran supérieur, — la « 100-foot raised beach » des Britanniques — qui est ici une plage se prolongeant par une plateforme d'abrasion bordée d'une falaise morte, n'a pu être élaborée qu'en l'absence de tout glacier dans la partie intérieure du Strath Maol Chaluim à une époque ou la plupart des grandes vallées étaient pourtant occupées par la glace jusqu'à leur débouché sur la côte.

e. Les péninsules de Lochcarron, de Lochalsh et du Sud-Est de Skye

La région côtière du Nord-Ouest se termine vers le Sud par une bande étroite de plateaux que dominent d'un côté les puissants massifs montagneux du Mainland et de l'autre les hautes crêtes de l'ancien volcan tertiaire de Skye. La division en une série de presqu'îles par des valllées ennoyées ne doit pas faire perdre de vue l'unité d'ensemble. Topographiquement, on retrouve partout le même paysage de plateaux rocheux et lourds d'altitude modeste. Placée dans une position occidentale de bordure, suffisamment exposée pour avoir subi des phases renouvelées et prolongées d'aplanissement, la région est cependant située trop à l'Est pour avoir bénéficié des puissants mouvements verticaux liés au volcanisme tertiaire. Elle a donc échappé aux vigoureux phénomènes de dissection qui caractérisent les régions qui l'encadrent et ceci d'autant plus qu'elle s'est trouvée placée sur le passage de l'interfluve majeur qui joignait les Hébrides au Mainland. Aussi les surfaces d'érosion gardent-elles une place essentielle dans la morphologie, tandis que la mise en valeur de la structure reste dans l'ensemble assez discrète.

Du point de vue structural, l'unité est aussi remarquable. Les gneiss lewisiens et les grès torridoniens affectés par les mouvements calédoniens forment la quasi-totalité d'un matériel où une dénudation poussée a fait apparaître plusieurs nappes sous-jacentes au charriage de Moine qui se relayent de manière complexe. En raison de l'ampleur des mouvements de translation tectonique, la structure est caractérisée par une inversion généralisée de la disposition des terrains par rapport à l'ordre stratigraphique originel : le Lewisien charrié surmonte le Torridonien qui à son tour recouvre le Cambrien. L'épaisseur du Torridonien est considérable et les séries de Diabaig prennent une importance inconnue jusqu'ici au point qu'il devient nécessaire de distinguer les faciès et en particulier les shales gréseux des grès proprement dits. Un tel matelas, relativement souple a transformé le style des déformations et les répétitions des mêmes couches par des plis isoclinaux et des écailles que limitaient des failles inverses font place ici à un renversement global des assises torridoniennes sans failles synorogéniques. On passe donc souvent d'une disposition stratigraphique normale à l'Ouest à une disposition inversée à l'Est par un synclinal couché sans rupture. Par endroits, il y a de véritables recouvrements. Vers le Sud, la complication est plus grande dans les gneiss lewisiens et moiniens (?) des nappes de charriages imbriquées qu'une dénudation moins profonde a laissé subsister sur le Torridonien. Quant au Cambrien, placé en-dessous des autres terrains, il n'apparaît que rarement, soit à l'avant de la zone charriée comme le long de la rivière Kishorn, soit dans des fenêtres de nappes à la faveur d'un anticlinal calédonien (Ord) ou tertiaire (B. Suardal).

Les niveaux d'aplanissement.

Les traits majeurs du relief sont déterminés par la présence de plusieurs niveaux d'aplanissement *(Pl. VI)* qui ont été parfois dérangés par des mouvements relativement récents. Comme certaines péninsules semblent avoir eu une autonomie dans ces déformations il est commode de les analyser séparément.

La presqu'île de Lochcarron qui forme un bloc limité par la grande faille du Loch Kishorn, est apparemment restée stable. L'arrangement d'ensemble du relief est simple. En contrebas des lourds sommets de gneiss disposés en arc de cercle du Sgurr a' Gharaidh au Glas Bheinn et qui représentent une surface ancienne, les aplanissements intermédiaires et écossais se sont assez bien conservés dans le Lewisien charrié, tout comme dans le Moinien de l'autre côté du Loch Carron. Ils apparaissent au Sud-Est de ce loch sous forme de deux niveaux de plateaux étagés d'allure calme tronquant la structure par une topographie subhorizontale. La surface intermédiaire y forme la large table du Càrn nan Iomairean. Par contre dans la presqu'île, elle ne subsiste que sous forme de témoins assez réduits. On la voit au pied du Sgurr a' Gharaidh sous l'aspect d'une banquette tronquant non seulement le gneiss, mais les calcaires et dolomies cambriens divisés en écailles que traduisent dans le détail les multiples chicots dissymétriques. Un peu plus au Nord-Est, elle mord sur une structure compliquée de quartzites et de couches du Cambrien moyen imbriqués en donnant un petit élément de plateau au sommet très régulier et plat. Le niveau écossais qui s'est créé aux dépens de la surface précédente dans un plan assez voisin est, comme elle, beaucoup plus largement représenté dans les plateaux au Sud-Est du Loch Carron que dans la presqu'île au Nord-Ouest. Présent sur les collines isolées d'An Sgurr et de Bad a' Chreamha, il subsiste aussi sous forme de replats assez étroits plus au Nord. Tout se passe donc comme si le Moinien, grâce à son homogénéité et malgré son feuilletage marqué, s'était montré plus favorable à la réalisation d'aplanissements étendus et parfaits que les roches variées de la zone charriée de la presqu'île à l'Ouest. Néanmoins, dans cette dernière région, il faut tenir compte des reprises d'érosion et du façonnement de niveaux d'érosion plus récents qui se sont faits obligatoirement aux dépens des aplanissements existants.

Le niveau pliocène a un développement largement conditionné par la lithologie. Alors qu'en bordure du Loch Carron il ne forme qu'une étroite banquette dans le gneiss lewisien et ne prend un peu d'ampleur aux environs de Loch Carron qu'à la faveur d'un affleurement de Moinien, son extension est beaucoup plus importante le long du Loch Kishorn et de la rivière Kishorn car les sédiments torridoniens et cambriens charriés y occupent une large place. Il se suit aisément d'amont en aval, tronquant successivement, sur le versant sud-est de la vallée, les grès du Torridonien moyen, les quartzites, puis les calcaires et dolomies du Cambrien (1). Au Carn nan Fiadh, il nivelle une structure compliquée d'écailles comprenant des terrains de faciès très variés (grès, shales, calcaires, etc.). Vers le Sud, dans l'éperon qui sépare le Loch Kishorn du Loch Carron, l'aplanissement prend plus d'importance et forme un bas plateau subhorizontal recoupant les bancs du Torridonien pour venir buter au pied du versant raide des collines de socle d'An Sgurr et de Bad a' Chreamha. Le schématisme des formes accusé d'ailleurs par le contraste lithologique est extraordinaire. Le niveau pliocène est authentifié par les paléosols qui demeurent dans les creux des calcaires et dolomies. Au Carn nan Fiadh, par exemple, on retrouve cette terre argileuse rouge-vif déjà observée à plusieurs reprises dans d'autres régions plus septentrionales. Les résultats des analyses de la fraction argileuse sont analogues et montrent des proportions de kaolinite et d'illite qui rappellent celles des *terra rossa* (*V. Tableau VIII*).

La péninsule de Lochalsh offre en gros la même disposition des éléments de surface que celle de Lochcarron, avec un niveau inférieur qui a mordu à l'Ouest sur les roches les plus favorables du point de vue lithologique et des aplanissements un peu plus anciens conservés dans les masses de gneiss charrié à l'Est. Les surfaces intermédiaire et écossaise ne sont plus maintenant représentées que par des témoins réduits sur les sommets des collines de Lewisien auxquelles elles donnent une allure lourde et tabulaire (la surface intermédiaire au B. Raimh, le niveau écossais au Càrn Creannach par exemple). En contrebas, les couches renversées des grès torridoniens sont nettement tronquées par le niveau pliocène qui forme un bas plateau en bordure du Loch Alsh et crée plus au Nord un méplat caractéristique sur le sommet de certaines collines comme le Creag nan Garadh. Faut-il voir dans la diminution des altitudes de cet aplanissement vers le Nord (de 200 m à 140 m environ) une simple conséquence de la dissection plus poussée en bordure du Loch Carron ou bien l'effet d'un basculement tardif ? Il est certain qu'à l'époque préglaciaire, le Loch Carron était occupé par une vallée principale alors que la terminaison ouest du Loch Alsh ne correspondait sans doute qu'à un talweg secondaire affluent de l'ancienne vallée de Kyle Rhea et transformé par le passage de la glace en diffluence vers Kyle Akin (v. p. 112). Une dissection plus avancée sur le bord de la presqu'île est donc un phénomène normal. Comme le niveau pliocène se retrouve à des altitudes analogues dans Skye de l'autre côté du Loch Alsh, il n'y a aucune raison de penser que la presqu'île de Lochalsh ait subi depuis le Pliocène un mouvement autonome de bascule. Les aplanissements plus anciens sont d'une utilité assez maigre, car ils ont laissé des vestiges trop réduits. Leur examen ne révèle pas d'inclinaison systématique qui pourrait être l'indice d'une déformation quelconque même d'âge plus reculé.

Dans *le Nord-Est de Skye* (Strath), les choses se sont peut-être passées différemment, car si le niveau pliocène n'est semble-t-il pas dérangé, la morphologie et l'hydrographie ont gardé les traces non équivoques que leur a imprimées un vieux bloc basculé. Bien des points communs existent avec Applecross. Dans un matériel également formé d'épaisses séries gréseuses, une dissymétrie fondamentale oppose les pentes raides du Sud-Est

(1) Le contact entre les couches renversées des grès de Diabaig et les écailles de calcaire cambrien qui correspond au charriage de Kishorn a néanmoins été remis en valeur par la belle gorge dissymétrique de l'Allt Mor.

burinées par de courts torrents parallèles, à la descente douce et longue que suivent des cours d'eau plus importants orientés vers le Nord-Ouest. Cette disposition est indépendante du pendage qui varie dans des couches sujettes à un renversement d'ensemble. La faille qui délimite ce bloc basculé n'est pas visible car elle longe le Sound of Sleat, mais plus au Nord-Est dans le prolongement, on peut observer un remarquable alignement morphotectonique qui part de Glenelg Bay, se poursuit par les magnifiques escarpements rectilignes de ligne de faille du B. Fhada et de Faire Donn et se prolonge jusqu'au Loch Long. Compte tenu de la nature des formes, l'accident doit être assez ancien. Comme dans le bloc méridional d'Applecross, le versant doux est découpé par une série de paliers non structuraux qui sont les restes d'aplanissements recoupant en biseau les bancs gréseux. Une belle banquette de surface intermédiaire qui se suit depuis le B. Bhreac jusqu'au B. Bheag où la topographie tronque visiblement le Torridonien inférieur, est dominée par de lourds sommets eux-mêmes éléments de surfaces perchées comme on peut l'observer au B. na Gréine. Malheureusement les vestiges sont réduits et toute reconstitution d'inclinaison serait hasardeuse. Le niveau écossais lui-même a été en grande partie mangé par le développement de la surface pliocène et ne subsiste plus que sous forme de replats depuis le B. Dubh jusqu'au voisinage du Glen Arroch. La diminution d'altitude qu'on observe vers le Nord-Ouest n'est pas assez nette pour qu'on puisse affirmer avec certitude que le basculement a continué de jouer après l'élaboration de ce niveau. Par contre, il est certain que l'aplanissement pliocène largement développé dans les grès arkosiques d'Applecross est demeuré stable. Presque partout en contact brusque avec des versants raides, il a une répartition facile à jalonner qui ne montre pas de changements d'altitude significatifs. A l'Est, la limite coïncide en gros avec les affleurements de grès de Diabaig supérieur (Kinloch Beds) qui se sont montrés plus résistants que les arkoses du Torridonien moyen et forment avec les autres séries de Diabaig les reliefs découpés par les paliers plus élevés que nous venons de décrire. A l'Ouest, la surface arrive au pied du Cnoc Carnach et des plateaux environnants qui doivent à des feuilles intrusives tertiaires d'avoir été épargnés. Au Sud-Ouest, au B. Vokie, elle vient buter contre un escarpement déterminé par une faille transversale à regard nord-est qui joint le Loch Eishort au Sound of Sleat du Nord-Ouest au Sud-Est (1). Mais il est facile de s'assurer que cette faille qui limite le bloc de la presqu'île de Sleat n'a pas bougé postérieurement, car en la suivant vers le Sud-Est on constate très vite qu'elle est nivelée par ce même aplanissement. Pourtant l'accident est récent. Il se traduit au B. Vokie par un escarpement tourné dans un sens qui ne correspond pas à la résistance relative des roches. Ailleurs, grès et gneiss peuvent être les mêmes de part et d'autre sans que l'abrupt disparaisse. Ce n'est que dans la partie centrale que le nivellement existe malgré une reprise d'érosion de l'Allt Duisdale le long de la ligne de faille qui a abouti à séparer les deux témoins de l'aplanissement, le Meall Buidhe et le B. Bhràghd. Le niveau d'érosion s'est donc développé dans le compartiment affaissé en respectant l'escarpement de faille du B. Vokie. Il n'a mordu sur l'accident que plus au Sud-Est en profitant de la diminution rapide du rejet. Vers le Sound of Sleat, une reprise d'érosion est responsable de la réapparition de l'abrupt dans le paysage. A l'exception du témoin isolé d'ailleurs fort net qui subsiste sous forme de banquette en bordure de l'ancienne vallée du Sound of Sleat, au pied du B. Alask, l'aplanissement pliocène par sa répartition géographique souligne l'existence d'une large gouttière joignant le Loch na Dal à la tête du Loch Eishort et à Broadford Bay. Empruntée par l'hydrographie, modifiée par les glaciers, elle reste un trait fondamental de bordure d'un relief qui fut un bloc basculé vers le Nord-Ouest et découpé par des aplanissements étagés dont le plus récent s'est étendu à la faveur des affleurements de grès arkosiques mais n'a pas échappé à une dissection ultérieure.

La morphologie de *la péninsule de Sleat* est plus simple. La majeure partie du paysage est occupée par un grand plateau monotone et régulier qui recoupe des terrains variés et des structures parfois très complexes. Il s'agit de la surface d'érosion écossaise très largement conservée dans les affleurements de roches résistantes — gneiss, grès plus ou moins conglomératiques du Torridonien inférieur, quartzites — et qui se prolonge très exactement au Nord du Loch Eishort sur le sommet de la plupart des croupes mésozoïques qu'arment des feuilles intrusives du Tertiaire. Ce niveau est donc postérieur aux phénomènes volcaniques de Skye. Depuis le sommet qui est à l'ESE du Loch Dhùghaill, on est bien placé pour voir comment les couches redressées du Torridonien sont recoupées par la topographie. Mais cette surface d'érosion n'est pas vraiment horizontale : elle s'incline doucement vers le Sud-Est, c'est-à-dire vers le Sound of Sleat. Que ce soit à l'élément de plateau situé au Nord d'Ord River, à la longue croupe régulière qui va du Sgurr na h Iolaire jusqu'au Maol Buidhe, à celle qui part du Sgùrr Breac plus au Sud ou encore au plateau peu disséqué du Sgurr nan Caorach, on a partout la même descente régulière et rectiligne vers le Sud-Est et au Nord-Ouest la même terminaison rapide sans rapport avec avec la lithologie. Une telle dissymétrie est le fruit d'un léger basculement (la pente au Sgurr na h Iolaire est de 4°) du bloc autonome de Sleat qui a entraîné pour la faille-limite Loch Eishort-Sound of Sleat un rejet plus important au Nord-Ouest. Ce mouvement influe sur la netteté des contacts avec les régions côtières où des témoins non déformés d'aplanissement pliocène constituent une bande plus ou moins large de bas plateaux rocheux. A l'Ouest, un talus net sépare les deux surfaces. A l'Est au contraire, on passe souvent progressivement

(1) Comme la disposition stratigraphique a été complètement inversée par les mouvements postcambriens, ce sont les terrains relativement les plus jeunes qui sont dans le compartiment soulevé du Sud-Ouest.

de l'une à l'autre et la limite est floue. En ce qui concerne l'hydrographie, les cours d'eau tributaires du Loch Eishort ont évidemment creusé davantage leur vallée que ceux coulant vers le Sound of Sleat. L'opposition entre la vallée d'Ord River et le Gleann Meodal est éloquent à ce sujet. Mais l'approfondissement a pu être favorisé par le passage de la glace d'Est en Ouest par transfluence; mécanisme qui aurait le mérite d'expliquer par surcroît certaines captures au profit du drainage occidental (à la tête du Gleann Meadhonach par exemple).

La morphologie structurale.

A la faveur des reprises d'érosion qui ont amené la dissection des aplanissements et notamment des niveaux les plus récents écossais et pliocène, la structure a retrouvé son rôle dans le modelé. Mais l'influence de la morphologie structurale se limite le plus souvent au détail des formes de versants. On peut distinguer trois familles de formes : celles qui proviennent de la présence de couches sédimentaires inclinées, celles qui dérivent des vieux charriages calédoniens et enfin celles qui sont liées à l'existence de grandes lignes de fractures transversales.

Dans les couches renversées du Torridonien inférieur, il n'est pas rare d'observer des petits reliefs dissymétriques en relation avec le pendage et issus de la mise en valeur de certains joints de stratification par érosion linéaire à partir d'un aplanissement. Dans la péninsule de Lochalsh par exemple, c'est le niveau pliocène qui a servi de point de départ. Grâce à la dissection poussée du côté nord, en fonction du niveau de base déprimé de l'ancienne vallée du Loch Carron, l'aplanissement a été réduit à une série de buttes depuis le Càrn Thollaidh jusqu'aux environs de Plockton, localisée suivant les changements de faciès des grès, shales gréseux et conglomérats de Diabaig et suivant l'exploitation qui en a été faite par les cours d'eau; elles ne forment pas de reliefs continus, mais bien plutôt des collines séparées qui ont toutes un air de parenté avec leur front raide tourné vers le Nord-Ouest. Parfois le pendage est suffisamment prononcé et les formes assez redressées pour qu'on puisse parler de crêt, comme au-dessus d'Auchnaduroch. Mais la taille de ces reliefs monoclinaux reste toujours modeste et leur commandement ne dépasse pas quelques dizaines de mètres.

Les sédiments secondaires qui subsistent en bordure de Broadford Bay et recouvrent en discordance le Torridonien ont aussi fourni un matériel hétérogène et incliné favorable au développement de formes dissymétriques. Mais cette fois le pendage normal se fait vers le Nord-Ouest et les pentes les plus raides sont tournées vers le Sud-Est. En outre, les reliefs forment des lignes plus continues. Dans la région de Breakish, en bordure immédiate de la mer, de petites lignes de cuestas rapprochées et à peu près parallèles se sont développées dans les grès et conglomérats du Trias et surtout dans les calcaires et shales du Lias inférieur *(fig. 67)*. Bien que le commandement soit faible — 5 à 15 m — les formes ont un dessin schématique encore souligné par l'ennoyement partiel de la mer. C'est d'ailleurs à l'action des mers postglaciaires que les cuestas doivent de n'être plus bouchées par la moraine de fond. Il y a deux cuestas principales dans le Lias, l'une est longée par la route, l'autre forme le bord de la petite presqu'île d'Ardnish. Comme à Applecross, le Trias subsiste dans un creux marqué de Torridonien. Non loin du pont qui enjambe l'Abhainn Ashik, on voit fort bien les conglomérats de base accompagnés de lits de grès fin rouge-vif venir se plaquer contre le Torridonien. Dans le conglomérat dominent les cailloux de grès torridonien, mais il y a aussi des gneiss inconnus dans les environs qui prouvent par leur présence que la carapace de gneiss charrié en arrière n'avait point disparu à cette époque. Le conglomérat ne donne qu'un ressaut médiocre et qui est relayé localement par une petite cuesta nette de calcaire dolomitique dur et gris appartenant aux premiers étages du Lias transgressif. Bien que le contact entre Torridonien et Trias soit le plus souvent masqué par des dépôts de plage soulevés, il est certain que la surface infratriasique ne joue ici aucun rôle morphologique, car d'une part l'ensemble a été nivelé et d'autre part le soubassement gréseux parfois altéré est dans l'ensemble moins résistant que le conglomérat triasique. Au Sud-Ouest de Broadford, il doit en

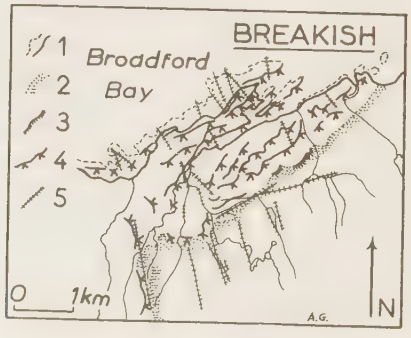


Fig. 67. — *Région de Breakish (Skye).*
1 : Côte et limite du platier rocheux; 2 : limite du Torridonien; 3 : élément de la cuesta de Trias; 4 : cuesta de sédiments jurassiques; 5 : creux de fracture (suivi ou non par un dyke).

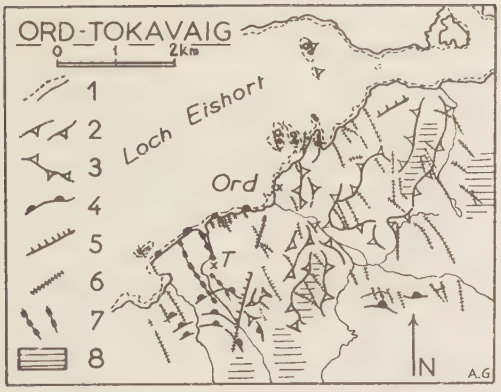


Fig. 68. — *Le relief appalachien d'Ord et de Tokavaig, Sleat (Skye).*
1 : côte et laisse de basse mer; 2 : escarpement de quartzite; 3 : crête de quartzite; 4 : abrupt de Torridonien; 5 : escarpement de ligne de faille (regard et escarpement coïncident); 6 : creux de fracture (suivi ou non par un dyke); 7 : dyke en saillie; 8 : restes d'aplanissement prépliocène.

être de même, car la brêche qui forme la base du Trias est fort dure et la discordance qui sépare Trias et Torridonien a été redressée par le jeu de l'anticlinal tertiaire de B. Suardal.

Les contrastes lithologiques issus des vieux charriages calédoniens ont donné naissance à des types morpho-structuraux assez variés. Quatre sont à retenir :

1) Dans le cas du Glas Bheinn (au Nord de Lochcarron), nous avons un type qui fait transition avec ceux observés plus au Nord. A la base, sous le plan de charriage de Kishorn, nous retrouvons les écailles de Cambrien calcaire, gréseux ou quartzitique dont l'état d'intense division a permis un nivellement aisé. Au sommet, s'individualise une grosse tranche de gneiss lewisien charrié qui apparaît sous la forme d'un plateau incliné vers le Sud-Est et se terminant au Nord-Ouest par un lourd abrupt convexe. La rupture de pente qui coïncide en gros avec le plan de discordance mécanique de Kishorn est bien visible au pied du Sgurr a' Gharaidh, grosse masse de gneiss surplombant une barre de quartzites à flanc escarpé. En-dessous se dégagent les croupes calcaires qui dominent elles-mêmes les pentes plus douces du Cambrien moyen. La dernière rupture de pente avant d'atteindre le fond de la vallée de la rivière Kishorn dans le Torridonien, est constituée par les bancs de quartzites autochtones. Dans le détail, et malgré un nivellement d'ensemble, les écailles se traduisent par une topographie tourmentée faite d'une multitude de chicots dissymétriques et discontinus. C'est ainsi que les calcaires dolomitiques découpés par les plans de litage, les diaclases dues aux efforts tectoniques et les failles inverses, sont tout déchiquetés et burinés par une dissolution qui a utilisé la trame fournie par les nombreuses fissures mais n'a guère pu en revanche façonner de beaux lapiès.

2) Un second type très répandu dans les presqu'îles de Lochcarron et de Lochalsh est celui qu'on pourrait qualifier de « pseudo-cuesta ». Le socle lewisien renversé sur les couches du Torridonien inférieur provoque un vigoureux escarpement d'allure concave d'autant plus marqué que le faciès des séries de base de Diabaig est riche en shales. Ordinairement le contraste lithologique est pleinement réalisé avec les shales du sous-groupe des Loch na Dal Beds. Mais les conglomérats et brèches de base — qui sont au sommet des autres sédiments retournés — se montrent solidaires du gneiss et font partie intégrante de l'escarpement. En arrière, au Sud-Est, la présence du charriage de Moine crée une discontinuité dans les plateaux asymétriques de gneiss. Un tel dispositif assez simple est réalisé dans la presqu'île de Lochcarron à An Sgurr ou au Bad a' Chreamha. La carapace dure de Lewisien armé par de vieilles feuilles basiques se détache d'autant mieux qu'elle est mince par rapport à l'épais matelas de shales gréseux de la partie inférieure du groupe de Diabaig. Aussi le « front » est-il nettement concave. La nette dissymétrie du Loch Carron en arrière avec un versant sud-est raide entaillé par quelques ravins et du côté nord-ouest une pente rocheuse douce et régulière, reflète l'inclinaison du plan de charriage de Moine dans un matériel homogène de Lewisien. Dans la péninsule de Lochalsh. le bel escarpement très raide du Creagan Duilisg qui domine le Loch Carron de près de 300 m représente un type de relief analogue à celui d'An Sgùrr. La présence d'un plan de discordance mécanique entre le Lewisien et le Torridonien ne change pas grand'chose à la morphologie et à la colline d'Auchtertyre les formes restent simples. Toutefois le charriage de Balmacara en recoupant les bancs de Torridonien inférieur ne permet plus aux séries de base d'affleurer et le contact shales/gneiss est remplacé par celui grès/gneiss. Le contraste lithologique est atténué et se traduit par un modelé plus lourd. En tout cas, le charriage n'a une importance morphologique que dans la mesure où il permet une juxtaposition du socle avec le Torridonien. Quand il ne sépare plus que

deux sous-groupes de Torridonien, il passe inaperçu et l'escarpement est reporté en arrière au contact avec le gneiss, comme au Càrn Creannach par exemple.

Quelquefois, une complication morphologique peut naître de la présence de failles inverses ou même de petits charriages qui divisent le socle lewisien en plusieurs tranches. L'escarpement frontal n'est pas modifié, mais il est accompagné par d'autres abrupts plus lourds en arrière. Ainsi entre l'escarpement du Càrn a' Bhealaich Mhoir et l'élément de plateau du B. Ramh, tous deux formés de gneiss, s'intercalent des creux jalonnés par des lacs et qui correspondent à des coins de Torridonien inférieur conservés grâce aux contacts anormaux très inclinés.

La trace du charriage de Moine se marque assez fidèlement dans le relief de la presqu'île de Lochalsh par une succession d'ensellements ou de dépressions, car elle est accompagnée par une étroite bande de Moinien plus tendre que le Lewisien qui l'encadre. Déjà aux environs de Lochcarron, nous avions constaté cette différence de résistance entre les deux gneiss. Elle se confirme dans l'extrémité de la péninsule de Glenelg qui est située immédiatement à l'Est de Kyle Rhea. Le charriage de Moine se distingue mal sur le versant convexe de l'ancienne vallée maintenant ennoyée. Par contre, plus haut, une rupture de pente brutale sépare les collines confuses taillées dans le Moinien des pentes raides de Lewisien qui conduisent au Glas Bheinn.

3) Nous n'insisterons pas sur un troisième type de relief : celui où les charriages sont nivelés et n'apparaissent que très furtivement dans le paysage. On le trouve surtout réalisé dans la moitié sud de Sleat, car les roches qui sont en présence n'ont pas de différences de résistance suffisamment prononcées. Les affleurements de terrains charriés acquièrent dans Sleat un grand développement, mais le rôle morphologique des plans de translation est des plus réduits. En effet, les nappes imbriquées mettent en contact des gneiss lewisiens, des schistes cristallins de Tarskavaig, des grès fins souvent massifs du sommet du groupe de Diabaig. La lithologie n'est donc pas favorable au travail de l'érosion différentielle continentale. En ce qui concerne le système d'érosion marine, il n'en est pas de même, car sur la côte ouest, au Sud de Tarskavaig Point, on peut voir comment la mer — grâce au fetch étendu d'exposition ouest que lui laisse l'ouverture entre l'île de Rhum et la presqu'île de Straithaird (Skye) — a dégagé le Torridonien jusqu'aux gneiss et aux schistes cristallins. Le fruit de ce travail d'érosion sélective, qui est d'ailleurs ancien, est une bonne adaptation aux contacts lithologiques aboutissant à faire coïncider pendant plusieurs kilomètres le tracé du rivage avec celui du charriage de Tarskavaig. On a donc un type de côte assez particulier qui tient à la fois des côtes tectoniques et des côtes contraposées.

4) Le quatrième et dernier type morpho-structural est sans doute le plus intéressant. Grâce à des plis d'âge variable, mais postérieurs aux charriages, le matériel sous-jacent de Cambrien plus rigide et résistant que la couverture exotique, souple et ondulée de Torridonien, est réapparu dans des fenêtres d'érosion. Au B. Suardal, l'anticlinal tertiaire doit sa forme arquée à une position marginale par rapport au centre volcanique de Skye. Les couches calcaro-dolomitiques du Cambrien supérieur ou de l'Ordovicien burinées par quelques lapiés sur les bordures, sont seules à affleurer. Le modelé est celui d'une colline lourde dont le sommet est tronqué par un méplat caractéristique qui prolonge celui qu'on peut observer sur les reliefs des environs et représente un reste d'aplanissement écossais. Présent sur le synclinal de Torridonien et de Secondaire qui borde à l'Est le B. Suardal, sur les couches mésozoïques inclinées du B. Bhuidhe, sur les différents éléments de plateau conservés dans les feuilles intrusives acides tertiaires, ce niveau d'érosion a servi de point de départ à la mise en valeur de la structure. Dans le cas du B. Suardal, c'est lui qui par son plan d'intersection a fait apparaître la fenêtre. La trace du charriage de Kishorn a ensuite servi de guide pour l'érosion linéaire, en particulier à l'Est où le contact anormal est suivi par le Glen Suardal.

Dans les environs d'Ord et de Tokavaig, l'anticlinal est plus ancien — un pli tardif calédonien —, mais les formes sont plus variées, car la fenêtre nous ménage une surprise en laissant affleurer à peu près tous les étages du Cambrien, depuis les quartzites de base jusqu'aux calcaires et dolomies du sommet, sans parler du Torridonien. Le potentiel offert à l'érosion différentielle est donc bien supérieur à celui du B. Suardal. Il a été d'autant mieux utilisé qu'au beau milieu de la fenêtre, la profonde vallée transversale de l'Ord River a servi de niveau de base local. Dans le compartiment inférieur aux nappes, bombé par l'anticlinal, les couches sont violemment plissées et l'ossature du relief est formée par les quartzites redressés qui donnent naissance à des crêtes blanchâtres. Ces échines étroites (50 à 200 m de large), à flancs raides mais à sommet plat et régulier, se suivent sur plusieurs kilomètres. Elles forment une sorte de faisceau orienté NNE-SSW et se prolongent dans le Loch Eishort par un alignement d'îlots et d'écueils *(fig. 68)*. Au passage des vallées, elles déterminent un étranglement et sont ainsi responsables des inégalités de calibrage que la glaciation a d'ailleurs exagérées. Les sillons qui accompagnent ces crêtes sont excavés aux dépens des couches tendres du Cambrien moyen, mais aussi des calcaires cambro-ordoviciens, des grès torridoniens ou tout simplement des roches brisées qui jalonnent les contacts anormaux et les failles. Au total, sont réunis tous les éléments qui constituent un authentique relief appalachien. Là encore, le point de départ de l'évolution est à rechercher dans le niveau qui a recoupé le sommet des barres de quartzite et explique la surimposition d'un réseau hydrographique disposé perpendiculairement aux éléments du relief. Il s'agit de l'aplanissement écossais bien conservé dans le Sud de Sleat, mais

disséqué aux abords des cours d'eau occidentaux qui s'encaissèrent dans le bord légèrement relevé de la péninsule.

L'évolution quaternaire.

Les quelques grandes fractures qui traversent la zone charriée ont été généralement bien exploitées, car leur tracé ouest-est coïncide en gros avec la direction des cours d'eau et avec le sens d'écoulement de la glace pendant la période froide. Leur étude est à rattacher à celle de l'évolution quaternaire.

La grande faille transversale suivie par le Strath Carron et qui rejoint obliquement le Loch Kishorn détermine une profonde coupure dans la péninsule de Lochcarron. A l'amont de Northglen, dans le Lewisien, c'et une profonde gorge qui exploite la ligne de faille. Les versants en V remarquablement alignés sont jalonnés par des gneiss brisés et par des feuilles basiques plus ou moins profondément décomposées. Ce serait une erreur de prendre cet étroit talweg pour une gorge postglaciaire, car non seulement le fond est plat mais les roches polies descendent très bas et des moraines s'observent presque jusqu'au niveau du lit de la rivière. L'entaille la plus forte qu'on puisse relever en-dessous de la base du manteau morainique dans un matériel de roches fragiles ne dépasse pas 2,50 m à 3 m et il n'est pas sûr qu'on puisse l'attribuer en totalité au travail postglaciaire. Les eaux de fonte canalisées dans ce couloir de roches broyées ont exercé une vigoureuse érosion linéaire qui a laissé comme trace un peu plus en amont, le long d'une faille secondaire, une splendide entaille à bords subverticaux que suit le maigre ruisseau actuel *(photo 13)*. A l'Ouest de North Glen, la gorge débouche dans un bassin de confluence glaciaire creusé dans le Torridonien grâce à la convergence d'une autre fracture. Mais vers le Loch Kishorn, la ligne de faille principale n'est plus suivie par le cours d'eau actuel qui s'est en partie surimposé dans le grès en bordure d'un ancien talweg occupé par la moraine, et a emprunté un autre passage plus au Sud. Le couloir rectiligne qui est au Nord avait été suivi par la glace qui l'a nettoyé, mais les quartzites brisés en menus fragments anguleux ont continué de fournir quelques débris sur le versant nord au Tardiglaciaire.

La grande fracture qui, dans le Sud de la péninsule de Lochalsh, se suit depuis Reraig jusqu'au Loch Long et même au-delà jusqu'à la profonde coupure symétrique et rectiligne de la rivière Glennan, a elle aussi été largement empruntée par la glace. En effet elle se traduit sur 7 km environ par un bel alignement ouest-est d'auges bien calibrées à versants raides et dont le fond plat correspond à un remplissage par des plages anciennes. Il est curieux de constater qu'aucun cours d'eau important n'utilise ce long sillon. La seule rivière de la région, l'Allt Gleann Udalain, n'y fait que passer. Son tracé d'ensemble nord-sud est perpendiculaire et elle débouche par une gorge qui raccorde un bassin évasé et perché d'amont au fond de la dépression. Après un coude brusque vers l'Est elle rejoint directement Nostie Bay en délaissant le large passage qui aurait pu la conduire dans l'anse de Kirton. Cette gorge qui entaille le gneiss n'est pas une simple forme de raccordement postglaciaire et il est certain qu'en amont du coude, la rivière préglaciaire suivait déjà ce tracé. En effet ses versants peuvent se diviser en trois parties : 1) dans le haut, une pente douce convexe ou rectiligne qui est recouverte par un mince manteau morainique, représente l'ancien versant du talweg préglaciaire. 2) plus bas, la paroi proprement dite de la gorge dans la roche en place correspond à une période d'incision ancienne car elle se termine vers le bas par un replat ou par une terrasse d'éléments anguleux fournis par la gélifraction. 3) en contrebas seulement, nous trouvons la petite entaille actuelle dans ce matériel de terrasse. Grâce aux parties supérieures des versants des vallons de la région, on peut reconstituer un ancien réseau axé sur l'Allt Gleann Udalain et dirigé vers le Sud-Ouest, obliquement à la ligne de faille. Il est raisonnable de penser qu'il était tributaire du drainage de Kyle Rhea dont les caractères d'ancienne vallée fluviatile transformée ne font guère de doute (1). La glace en voyageant d'Est en Ouest a mieux exploité la ligne de faille qui se prolonge peut-être jusqu'au Kyle Akin à l'Ouest, mais du même coup elle a perturbé les choses en avantageant certains axes aux dépens d'autres (2). Ainsi le détroit de Kyle Akin a-t-il été façonné par une diffluence des glaciers remontant la vallée d'un ancien affluent. A en juger par la gorge de l'Allt Gleann Udalain, la principale période de creusement des gorges et ravins se place après le dépôt des moraines, mais sous un climat encore froid. Les eaux de fonte ont probablement joué un rôle très actif dans les processus d'érosion linéaire. La preuve nous en est fournie, au voisinage immédiat d'Auchtertyre, par le long ravin mort qui aboutit près de l'école. Il entaille la bordure de l'auge parallèlement à elle en ne laissant subsister qu'une étroite crête rocheuse. De toute évidence, il représente l'œuvre d'un torrent para-glaciaire alimenté par le trop plein de la vallée de l'Allt Gleaan Udalain. Les nombreux ravins morts qui dissèquent le versant un peu plus à l'Ouest sont plus tardifs, car ils suivent la ligne de plus grande pente et cette disposition implique un dégagement préalable de la vallée.

Dans la partie nord-est de Skye, l'Abhainn Lusa a creusé une gorge qui utilise dans le grès plusieurs lignes de faiblesse suivies ou non de dykes. Profonde de 10 à 12 m par endroits, jalonnée par des rapides et des cascades

(1) Dans toute la moitié nord-est du Sound of Sleat, les falaises ne sont que d'anciens versants continentaux.

(2) D'une manière un peu analogue mais indirecte, les glaciers, à Skye, en empruntant la gouttière qui joint le Loch na Dal à Broadford Bay, ont contribué par leurs eaux de fonte à provoquer le détournement des cours d'eau qui coulaient vers le Nord-Ouest. Ainsi s'expliquent les coudes à angle droit simples ou doubles qui marquent le tracé de nombreux ruisseaux.

qu'accompagnent de belles marmites fonctionnelles, elle semble témoigner d'un actif travail de creusement de la rivière. En fait, non seulement des restes de manteau morainique sont plaqués dans le bas des versants, mais parfois subsistent des vestiges d'une décomposition *in situ* de dykes ultrabasiques (péridotite). Il est clair que la partie inférieure de la vallée pré ou interglaciaire a été bouchée par la moraine, puis dégagée par la suite. Le dégagement s'est d'ailleurs effectuée pendant la fin de la période froide car la vallée se termine par un remblaiement indiqué « plage de 100 pieds » sur la carte géologique, mais qui est en réalité un delta fluvio-glaciaire très caractéristique se raccordant à cette plage. Une belle coupe, longue de plus de 50 m, à Drochaid Lusa en fait foi. Des lits très inclinés où alternent cailloux et sable, sont surmontés par des lits subhorizontaux (3 à 5°) et des bancs de matériel grossier disposé en vrac. Les galets sont presque tous sub-anguleux, même dans les grès et les calcaires. La composition morphoscopique et la courbe granulométrique du sable sont celles des sables fluvio-glaciaires de la côte ouest de l'Ecosse. Aucun doute n'est donc permis, il s'agit bien d'un dépôt deltaïque rapide, réalisé à proximité immédiate des glaciers dans la mer de la plage soulevée supérieure. Ce fait confirme l'importance de l'englacement à cette époque.

Il est d'ailleurs assez remarquable de constater que ce sont surtout les restes de plage supérieure qui sont conservés dans le Nord-est de Skye et la péninsule de Lochalsh. Cela tient, bien sûr, à l'érosion marine qui a fait disparaître les plages soulevées plus récentes en raison d'un fetch assez important en direction du Nord-Ouest. Mais il faut également tenir compte du fait que l'alimentation à la fin de la période froide était, grâce aux phénomènes fluvio-glaciaires, d'une ampleur sans commune mesure avec ce qu'elle sera plus tard. On assiste actuellement à une dissection des plages anciennes par les cours d'eau qui sont d'ailleurs gênés dans leur travail par la taille des blocs dépassant leur compétence. Mais l'action de lessivage peut être suffisante pour exhumer de petits reliefs structuraux enterrés sous les dépôts fluvio-marins (Allt an Daraich).

Les rivages anciens manifestent parfois dans leur localisation une autre forme de dépendance vis-à-vis des glaciers. Sur les bordures de la péninsule de Sleat, de curieuses plateformes rocheuses ont été profondément rabotées par les glaciers de Sound of Sleat et du Loch Eishort qui y ont laissé de nombreuses collines allongées de diffluence. Les zones marginales visibles dans la région d'Isleornsay et de Tokavaig en particulier, ont été retouchées par l'érosion marine quand le niveau marin coïncidait avec leur surface. Ainsi ont été élaborées à peu de frais des plates-formes d'abrasion marine désormais perchées et assurées d'une certaine stabilité. Le travail n'a pas toujours été bien fait et l'irrégularité de la topographie trahit quelquefois l'origine continentale (Dùn Ela), mais il reste que nous avons là un bon exemple de collaboration entre des processus glaciaires et marins.

CHAPITRE V

LES RELIEFS RÉSIDUELS DU NORD ET DU NORD-OUEST : LES HÉBRIDES EXTERNES

Les paysages de ce long archipel arqué rappellent beaucoup ceux de la région côtière du Nord-Ouest et d'indiscutables liens de parenté morphologique existent de part et d'autre du Minch et de la mer des Hébrides. Mais aux Hébrides externes, le modelé est nettement plus évolué et la dénudation a été poussée au point que presque tous les éléments de couverture ont disparu pour donner au socle la quasi-totalité des affleurements. Il en résulte un appauvrissement certain des combinaisons morphologiques. Les bas plateaux prennent un développement considérable qui réduit à peu de choses la part laissée aux formes en saillie : montagnes et buttes isolées. Une seule région, celle d'Harris, mérite vraiment le nom d'ensemble montagneux, malgré des altitudes modestes.

La division régionale des Hébrides externes n'offre aucune difficulté. Elle s'impose d'elle-même, malgré l'unité d'ensemble de l'archipel que souligne la dénomination commune de « Long Island ». Trois associations de formes sont représentées dans des secteurs différents (*Carte hors-texte III*) :

1) la plus grande partie de Lewis est occupée par un bas plateau d'érosion dont la monotonie désespérante encore accrue par un manteau tourbeux est rompue de temps à autre par l'apparition d'une butte isolée à flancs convexes dressant sa silhouette insolite sur un horizon généralement sans surprises.

2) Vers le Sud-Ouest de Lewis, s'opère un changement brutal dans le paysage. A une zone fort basse de drainage indécis, succède brusquement un relief montagneux très découpé qui caractérise Harris. La densité des failles et une hétérogénéité lithologique inhabituelle pour un socle expliquent la variété des formes.

3) Dans le Sud de l'archipel, on retrouve les mêmes éléments morphologiques qu'à Lewis, mais c'est l'originalité de leur organisation suivant des bandes méridiennes qui retient l'attention. Aux éléments de bas plateaux qui subsistent à l'Ouest succède une topographie amphibie où lacs et croupes rocheuses alternent sans ordre. Vers l'Est, des reliefs dissymétriques à flanc ouest raide, collines ou même véritables montagnes isolées les unes des autres, forment une étroite guirlande en bordure de la Mer des Hébrides.

1. — LE PLATEAU DE LEWIS

a. La surface d'érosion d'ensemble

Le relief de Lewis est pour la plus grande part d'une belle simplicité d'ensemble qui contraste avec la complication de celui d'Harris. Au Nord de la latitude de Stornoway, c'est un vaste plateau d'allure tabulaire dont le sommet domine généralement de 80 à 140 m le niveau de la mer. Presque toujours il se termine brusquement vers les côtes par des falaises, de telle sorte qu'en cheminant à sa surface, on aperçoit seulement le rivage au dernier moment. Au Sud, en même temps que les altitudes s'abaissent jusqu'à moins de 50 m par

endroits, apparaît un enchevêtrement de multiples petits lacs aux contours découpés et d'innombrables collines et bosses rocheuses. L'interpénétration de la terre et de la mer est telle qu'on discerne mal la limite qui sépare les lochs marins des lochs d'eau douce. Mais cette complexité de détail du paysage ne doit pas faire perdre de vue la régularité générale du sommet des croupes et l'unité morphologique d'ensemble.

Cette unité, Lewis la doit à la présence d'une surface d'érosion dont l'extension est soulignée par l'énorme étendue et la continuité du manteau de tourbe. Depuis Tiumpan Head, elle est visible dans la presqu'île d'Eye ou la topographie sommitale d'une horizontalité quasi absolue correspond à un plateau de 60-75 m tronquant les bancs de gneiss sous un angle qu'il est seulement possible d'apprécier depuis la côte, car ailleurs tout est masqué par les tourbières. On voit parfaitement dans la baie au Nord de Garrabost, ou bien au Nord de Chicken Head, comment est nivelé le contact oblique entre le socle et la couverture de conglomérats et grès des environs de Stornoway.

Le plateau de la partie nord de l'île est également d'une perfection remarquable. Sa forme de table encore accusée par la coupure brutale des falaises en bordure ne s'explique pas par la structure. Depuis Tolsta Head, ce plateau subhorizontal, haut d'une centaine de mètres, barre de sa ligne régulière et rigide tout l'horizon vers le Nord. Comme il est constitué dans cette région par un gneiss bien lité avec des dalles nettement inclinées (d'une vingtaine de degrés vers l'Est à Port Sto) il est aisé de constater l'angle marqué que fait la topographie avec le feuilletage de la roche.

Même si la structure se traduit dans la forme des versants des grandes vallées elle perd toute importance plus haut dans l'uniformité d'un plateau qui recoupe les plans obliques de faiblesse donnant au gneiss son aspect lité. Le Loch Leurbost et le Loch Erisort ont la même dissymétrie qui retentit sur l'occupation humaine : à un versant sud très raide, véritable bordure d'auge par endroits, s'oppose un versant nord doux substructural. Cette dissymétrie qui est en rapport avec l'inclinaison vers le Sud-Est des bancs de gneiss a peut-être été un peu renforcée dans le détail par le passage de la glace. En tout cas, elle contraste avec la régularité du sommet des collines qui témoigne d'un remarquable aplanissement visible aussi bien dans la presqu'île comprise entre le Loch Erisort et le Loch Shell que dans celle qui est au Nord du Loch Leurbost. Il faut signaler néanmoins que dans toute cette partie de Lewis située au Sud de Stornoway, le plateau d'érosion n'est pas horizontal, mais nettement incliné vers l'intérieur sous un angle de 2-3° avec à l'Est un bord relevé qui se termine par de hautes falaises. Un dispositif analogue s'observe sur la côte ouest au Sud-Est des Loch Roag, mais il est moins clair.

Il est significatif que des roches aussi différentes que les grès et conglomérats de Stornoway, le gneiss lewisien « normal », le gneiss lewisien de l'Est soumis à des efforts tectoniques intenses et dont la texture cataclastique est caractéristique, le gneiss en dalles de l'extrémité nord, très proche du Moinien, certains granito-gneiss puissent être nivelés à la même altitude. Au Sud-Est de Dalebeg, la surface du plateau mord largement sur un affleurement de granito-gneiss qui a pourtant peu de points communs avec le Lewisien ordinaire. La roche visible sur le grand front de taille de la route A 858 est très proche d'un granite massif et sain. Si l'on compare le gneiss « normal » et le gneiss broyé de l'Est, on est étonné de constater que ces deux roches soient intégrées dans la même topographie de telle manière que la plupart du temps le contact passe inaperçu. Le gneiss normal est constitué de grosses bandes alternativement claires et foncées, quartzo-feldspathiques et ferro-magnésiennes (hornblende et biotite). La roche assez massive avec un système de diaclases assez lâche est dans l'ensemble plus résistante que le gneiss de l'Est, où la densité des fissures est bien plus grande si l'on tient compte des zones de broyage. Mais que dire alors des gneiss en dalles de Ness au Nord où le litage devient si marqué, la fissilité si prononcée qu'on croirait avoir affaire à du Moinien. Pourtant ces paragneiss sont situés dans le même plan d'érosion que les autres roches du socle. Somme toute, un paysage qui reflète aussi mal les contrastes lithologiques prouve non seulement qu'une même surface d'érosion a nivelé les différentes roches, mais que cette surface est restée à peu près intacte, au moins pour toute la partie de l'île située au Nord de la latitude de Stornoway. De timides reprises d'érosion n'ont réussi jusqu'à présent qu'à égratigner les bordures du plateau sans remettre en valeur le potentiel structural.

L'âge de cette surface d'érosion ne prête pas beaucoup à discussion. On peut tout de suite exclure, comme l'avait d'ailleurs fait W. Panzer [329], une origine prétorridonienne. En effet, si l'on admet que les séries gréseuses et conglomératiques de Stornoway sont torridoniennes — ce qui sans être certain est assez vraisemblable —, on constate que le contact avec le socle se fait dans Eye Peninsula sous forme d'un plan très incliné recoupé par la topographie. D'ailleurs il est facile de voir, aussi bien à Eye qu'au Glen Tolsta, que la couverture détritique à pendage accusé est nivelée en un plateau subhorizontal recouvert de tourbe. Récemment M. Kursten a remarqué que les failles normales qui limitent le bassin de grès de Stornoway du côté ouest, sont accompagnées par des dykes basiques tertiaires [257]. Or, de toute évidence, ces failles ont été nivelées par la surface d'érosion du plateau, même si par endroits le contact a été légèrement remis en valeur à proximité de Broad Bay. Il est clair que l'aplanissement est donc récent, ce que suggérait déjà sa large extension et sa bonne conservation. Tant par son altitude que par ses relations avec l'arrière-pays montagneux au Sud, ce niveau d'érosion est l'équivalent exact de l'aplanissement pliocène de la région côtière nord-ouest. Il était déjà disséqué sur les bordures au Villafranchien, comme va le montrer cet exemple. Le Loch Carloway n'est qu'une ancienne vallée à méandres,

maintenant ennoyée, qui prolonge d'Est en Ouest le cours de la Carloway River. Par son entaille du bord du plateau, elle a permis l'exploitation des lignes de faiblesse obliques qui découpent parallèlement le gneiss de part et d'autre, de telle sorte que la surface d'érosion ne subsiste plus que sur les sommets d'étroites collines et croupes rocheuses allongées du NNW au SSE. Sur les versants de cette vallée et en particulier sur celui du Sud, s'observent de très beaux exemples de décomposition du gneiss *in situ* sous la moraine de fond. L'épaisseur de la roche pourrie peut atteindre 3 m par endroits et à la faveur de zones basiques de magnifiques boules d'exfoliation se sont développées en gagnant le gneiss qui part en plaques brunes (1). Il est clair que cette altération est préglaciaire, car l'interglaciaire Mindel-Riss n'est pas suffisamment long pour avoir permis une telle décomposition dans une roche comme le gneiss œilé ou même le gneiss ordinaire. Or l'analyse de la fraction argileuse d'un échantillon caractéristique prélevé à cet endroit montre avec la prédominance de l'illite que le processus d'attaque chimique n'a pu s'effectuer que sous un climat relativement frais et humide. Ce type d'altération qui se rencontre sur des roches très diverses en Ecosse du Nord et que nous avons déjà signalé sur le plateau côtier de la région d'Assynt cadrerait bien avec l'idée qu'on se fait du milieu climatique d'Europe occidentale au Villafranchien.

Au total, le plateau qui couvre la plus grande partie de Lews n'est autre qu'un aplanissement pliocène presqu'intact au Nord de la latitude de Stornoway, mais nettement plus disséqué au Sud. Cette différence peut tenir à des raisons tectoniques. Le Nord de l'île ayant par son éloignement des centres volcaniques échappé aux dislocations tertiaires n'a pas offert au réseau hydrographique de lignes de faiblesse non cicatrisées jouant le rôle d'axes de pénétration pour l'érosion linéaire. Les vallées si fréquentes dans le reste de l'archipel sont inexistantes ici et la région apparaît sur la carte des failles *(planche I)* comme un blanc. C'est donc un bloc relativement stable où la surface d'érosion est demeurée horizontale. En outre, le Nord de Lewis n'a pas bénéficié d'un arrière-pays montagneux comme le Sud ou la région côtière du Nord-Ouest et ni les cours d'eau préglaciaires, ni les glaciers n'y ont travaillé activement. Un tel concours de circonstances n'est d'ailleurs pas unique en Ecosse du Nord, on le trouve aussi réalisé dans le Caithness sur un matériel rocheux différent.

La perfection de l'aplanissement pliocène tient sans doute au fait que son façonnement s'est réalisé aux dépens de surfaces d'érosion préexistantes. Dans cette région tectoniquement rigide et stable, le niveau pliocène a peu mordu sur les topographies anciennes et s'est inscrit dans un plan d'érosion peu différent de ceux qui le précédaient. En effet, l'aplanissement pliocène n'accompagne pas spécialement les grandes vallées, mais recouvre la plus grande part des interfluves et des formes caractéristiques d'époques plus reculées subsistent à la surface du plateau : ce sont des buttes isolées nettement détachées sur le plateau.

b. Les buttes résiduelles et le rôle des différences lithologiques à l'intérieur du socle

Dans le paysage désolé, nu, sans arbres, du Nord de Lewis, l'immensité morne de la surface tourbeuse du plateau est troublée par quelques buttes rocheuses isolées. Les reliefs résiduels qui représentent par rapport à la surface d'érosion des monadocks de 100 à 150 m d'altitude relative, ont en général une allure lourde et des versants peu accusés. Pourtant leur profil ne se fond jamais dans celui du plateau par des pentes progressives. Au contraire, leur silhouette se détache toujours nettement grâce à l'angle de base qui est bien marqué. Si l'isolement et la netteté du knick rappellent les caractères des inselbergs, la forme émoussée et les versants doux sont fort peu caractéristiques. En admettant que le niveau d'érosion du plateau ait été élaboré à partir de l'aplanissement écossais, on doit pouvoir considérer ces curieuses collines comme des inselbergs ou résidus d'inselbergs très abîmés mais respectés néanmoins par la surface pliocène.

Leur localisation pose quelques problèmes, car parfois il n'y a apparemment aucune raison structurale à invoquer pour expliquer leur présence. Le Muirnag, à sommet double qui rompt la monotonie du plateau au Nord par sa masse lourde à versants convexes, est semble-t-il formé du même gneiss que les environs. Les deux collines voisines de l'Eitshal et du B. nan Surrag qui élèvent leurs croupes jumelles au-dessus du plateau à l'Ouest de Stornoway apparemment ne correspondent pas à une lithologie particulière. Dans les deux cas, le maintien de ces reliefs semble lié à une position favorable qui si elle n'est pas à égale distance des côtes n'en est pas moins à proximité de la ligne principale de partage des eaux et coïncide même avec elle pour l'Eitshal et le B. nan Surrag. Mais avant de pouvoir affirmer qu'il s'agit bien de « Fernling », il faudrait en obtenir confirmation et procéder à des examens systématiques de pétrographie qui sont rendus difficiles par la présence de la couverture tourbeuse au pied des collines.

En ce qui concerne le B. Bragor et les hauteurs voisines (le B. Choinnich et le B. Rahacleit) le problème se pose en des termes différents, car ces collines jalonnent avec le B. na Cloich un peu plus au Nord-Ouest, les contours d'un affleurement réduit de granito-gneiss situé à proximité de la côte occidentale. Si l'aplanissement du plateau mord sur l'intrusion tardive qui perce le gneiss, en revanche aucun relief n'est situé en dehors des

(1) L'une de ces boules a un diamètre de 1,20 m dont 0,70 m pour le noyau sain.

limites dans le gneiss du pourtour. Il y a donc une nette adaptation à la pétrographie, même si le dôme primitif dont on reconstitue aisément les contours quand on regarde les formes à distance depuis l'E.S.E., a été quelque peu détérioré. La roche de couleur rougeâtre, visible au sommet du B. Bragor varie du gneiss presque normal à un granite où le feuilletage n'est plus sensible. Une variété ressemblant à du gneiss œillé est également représentée. Dans l'ensemble, le granito-gneiss a un grain moyen et un feuilletage aisément discernable. Il doit sa résistance à des facteurs physiques et pétrographiques. La roche-type est massive et la densité moyenne des diaclases est de l'ordre de 3 au mètre seulement. Le débitage qui s'est effectué du côté nord surtout a donné naissance à des abrupts allant jusqu'à 10 m de haut et qui ont continué à évoluer au Tardiglaciaire. Mais les blocs issus de cette fragmentation ont une forme géométrique et des dimensions importantes qui reflètent le système orthogonal de diaclases espacées. Quand ces blocs se détachent des parois pour former des éboulis, ils gardent un aspect anguleux tout comme ceux qui sont inclus dans les moraines des alentours où d'ailleurs les boules sont rigoureusement absentes. Il faut donc en déduire que la roche s'est montrée rebelle à la décomposition, ce qui pourrait expliquer la persistance de ce relief sous les climats relativement humides de la fin du Tertiaire. L'analyse pétrographique explique la faible sensibilité aux actions chimiques, car les constituants minéraux sont presqu'uniquement le quartz et les feldspaths potassiques (spécialement le microcline qui n'est point caractéristique du gneiss à biotite des environs). Les cristaux de biotite d'ailleurs peu importants sont disposés sans orientation préférentielle. Nous avons donc un « härtling » typique dont la position est déterminée par la résistance d'une roche à la fois massive et pauvre en constituants ferro-magnésiens fragiles. Le raidissement du versant nord à l'époque froide n'a pas oblitéré les formes et il se confirme une fois de plus que la période quaternaire n'a pas été suffisamment longue pour modifier les traits d'ensemble du paysage tertiaire. Quant à la décomposition postglaciaire sous la tourbe, elle reste limitée à une désagrégation très superficielle. Les parties de l'affleurement de granito-gneiss qui sont nivelées sont-elles constituées d'une roche différente ? On est tenté de répondre par l'affirmative en examinant la coupe de la carrière de Dalebeg au Nord-Ouest du B. na Cloich. Apparemment la roche est la même, massive et saine avec un nombre de diaclases à peine plus élevé et un grain moyen. Mais la composition pétrographique diffère quelque peu, surtout en ce qui concerne la teneur en biotite qui dépasse 15 %.

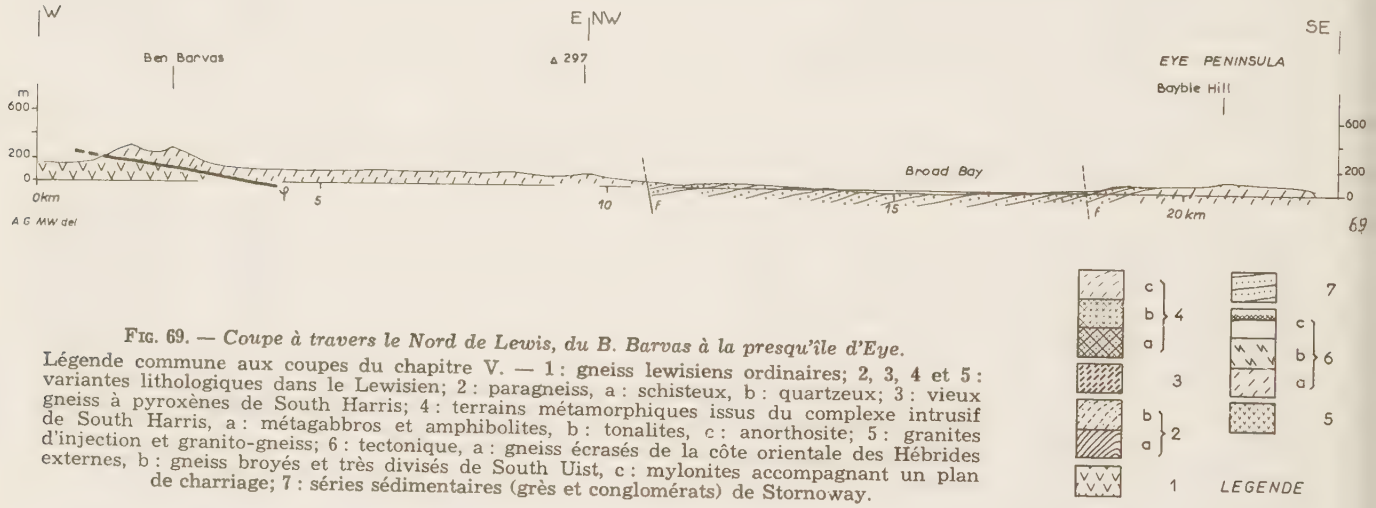


Fig. 69. — *Coupe à travers le Nord de Lewis, du B. Barvas à la presqu'île d'Eye.*
Légende commune aux coupes du chapitre V. — 1 : gneiss lewisiens ordinaires; 2, 3, 4 et 5 : variantes lithologiques dans le Lewisien; 2 : paragneiss, a : schisteux, b : quartzeux; 3 : vieux gneiss à pyroxènes de South Harris; 4 : terrains métamorphiques issus du complexe intrusif de South Harris, a : métagabbros et amphibolites, b : tonalites, c : anorthosite; 5 : granites d'injection et granito-gneiss; 6 : tectonique, a : gneiss écrasés de la côte orientale des Hébrides externes, b : gneiss broyés et très divisés de South Uist, c : mylonites accompagnant un plan de charriage; 7 : séries sédimentaires (grès et conglomérats) de Stornoway.

Bien qu'il soit situé sur la ligne principale de partage des eaux, le B. Barvas, au Nord-Ouest de Stornoway, est aussi un härtling, car il forme avec les deux collines voisines un relief directement en rapport avec la lithologie *(fig. 69)*. Comme pour les autres buttes du Nord de Lewis, les formes sont lourdes et les versants convexes, mais un trait original est ici une dissymétrie bien marquée. Les pentes nord et nord-ouest sont nettement plus accusées que celles du Sud (12° contre 7° en moyenne) et comportent même quelques abrupts. Cette dissymétrie est avant tout d'ordre structural même si elle a été exagérée par des influences climatiques : le flanc raide coïncide avec la terminaison de la très vieille nappe qui charrie les gneiss broyés de l'Est sur les gneiss normaux de l'Ouest. Nous avons donc un relief issu de l'exploitation d'un front de charriage, où le contact anormal et l'inclinaison de la tranche de gneiss exotique ont été mis en valeur sous la forme d'une colline asymétrique. Les pentes les plus fortes exposées au Nord ont d'ailleurs été encore un peu raidies au Quaternaire comme en témoignent les éboulis couverts au pied des abrupts. Mais du point de vue de la lithologie, le problème doit se poser en des termes différents. En effet, le groupe de collines ne correspond qu'à la bordure de la zone charriée. En arrière, le gneiss broyé est nivelé par la même surface que le Lewisien ordinaire et nous avons vu que dans l'ensemble la première roche, affaiblie par la présence d'un grand nombre de plans de faiblesse, était plutôt

un peu moins resistante que la seconde. Il faut donc rechercher ce qui fait l'originalité pétrographique du B. Barvas par rapport aux environs. La butte qu'on peut atteindre au prix d'une pénible marche — ou plutôt d'une succession de sauts — dans une tourbière en voie d'érosion où les chenaux dépassent un mètre de profondeur, est constituée dans sa partie supérieure par une roche assez massive étonnamment résistante et saine de couleur verdâtre. Il s'agit d'une amphibolite à grenat très abondant qui grâce à sa texture très homogène, son grain fin et sa macrofissuration faible (1) a résisté en armant d'autres variétés de roches représentées sur le sommet (gneiss en particulier).

La trace du charriage qui se perd dans les tourbières au Nord-Est et au Sud du B. Barvas, réapparaît timidement en bordure du Loch Erisort du côté nord. On la suit très bien depuis la lourde croupe du B. Keadraschal jusqu'au Loch Erisort : un alignement de modestes collines rocheuses domine vers l'Ouest une étendue plus basse et plus tourbeuse occupée par de nombreux lacs. C'est particulièrement visible à Ballalan, où le long plan incliné régulier qui forme le versant nord de la vallée du Loch Erisort, s'arrête net au contact avec les chicots rocheux. La limite est d'autant plus frappante que maisons et cultures cessent également au même endroit. Le dispositif morphologique reproduit en plus petit celui du B. Barvas puisque là encore c'est seulement la bordure de la zone charriée qui est en saillie. Mais cette fois, le charriage est responsable, non de la mise en place d'une roche résistante comme au B. Barvas, mais bien de l'induration porprement dite du matériel qui se reflète dans la morphologie. La colline qui est à l'Ouest du Loch Valtos est formée d'une véritable mylonite accompagnant le plan de charriage et qui doit sa position localement dominante à des phénomènes de recristallisation. Le quartz qui constitue 35 à 45 % de la roche est en majorité secondaire et a rempli les fissures par des plages de microcristaux qui sont l'équivalent d'une trame très dure. Par rapport au gneiss normal qui affleure immédiatement à l'Ouest vers Ballalan, le contraste est frappant. Malgré une proportion de quartz à peu près identique (40 %), la roche qui donne une topographie douce et unie en contrebas des collines rocheuses, a été fragilisée par l'abondance de la biotite (15 %), dont les cristaux orientés sont disposés en lits assez marqués.

Un peu plus au Sud, à Seaforth Head, le charriage qui avait de nouveau été nivelé sur le bas plateau du Nord de Park, retrouve une certaine importance dans le détail des formes, grâce au contact brutal qu'il établit entre les deux catégories de gneiss lewisiens. Aux pentes rectilignes régulières et à valeur modérée du versant nord de la haute vallée du Loch Seaforth s'opposent les escarpements bordés d'éboulis qui occupent immédiatement à l'Est, la retombée du Mullach Breac Malasgail. Le rétrécissement brusque de la vallée qui a d'ailleurs imposé la localisation des moraines à cet endroit, coïncide exactement avec le tracé du charriage. Au-delà vers l'Est, les formes s'adoucissent. Nous retrouvons donc une organisation morphologique analogue à celle du B. Barvas et du Loch Erisort, où la terminaison occidentale des terrains charriés forme une saillie locale. Précisons dès maintenant que nous sommes très loin de l'ampleur et de la continuité que prend ce type de relief dans la partie méridionale de l'archipel.

c. Les fossés tectoniques de bordure

Le plateau du centre et du Nord de Lewis est encadré par deux fossés d'origine tectonique. Le premier situé à l'Est aux environs de Stornoway est un étroit bassin d'orientation NNE-SSW où s'est conservée une épaisse couverture de sédiments détritiques. Limité à l'Ouest par une série de failles normales, il se termine au contraire vers l'Est par une simple discordance sur le socle gneissique de la presqu'île d'Eye. Toute la partie centrale de ce demi-graben est occupée par la mer (Broad Bay). Le second est une vaste zone déprimée qui traverse Lewis du Nord-Ouest au Sud-Est depuis la région des deux lochs Roag et de Great Bernera jusqu'aux Lochs Erisort et Ouirn sur la côte orientale. Elle est jalonnée, surtout au centre de l'île, par un paysage amphibie d'altitude faible où s'associent dans un inextricable fouillis des lacs au dessin compliqué et d'innombrables croupes rocheuses basses. Si l'absence d'une couverture ne permet pas de délimiter aisément ce fossé vers le Nord, en revanche au Sud le contact brutal avec les montagnes ne laisse guère de doute sur le tracé des failles bordières.

Le demi-graben de Broad Bay. *(fig. 69)*

Il est encore rempli par des couches de grès et de conglomérats dont l'âge est inconnu mais qui sont probablement torridoniennes. Aux arguments présentés par certains géologues (voir chapitre II, p. 45), s'ajoutent en effet des observations morphologiques concernant la bordure orientale du bassin. Si à la surface du plateau d'Eye Peninsula le contact est absolument nivelé, par contre le long des rivages il est très franc et nettement

(1) Par rapport au gneiss broyé qui affleure dans une carrière à 5 km à l'Est, le nombre de diaclases au mètre est deux fois moins élevé.
Au SSE, le gneiss broyé d'Arnish Morr relativement déprimé, est affaibli par des inclusions de diorite quartzifère très altérée.

*

visible. Dans la baie qui est au Nord de Garrabost, il est même d'un admirable schématisme. On peut y voir les conglomérats et brèches de base inclinés vers Broad Bay, sous un angle de 25 à 30° venir se plaquer contre un ancien versant de gneiss dont la pente varie de 30 à 55°. Parfois les éléments anguleux sont disposés en vrac, comme dans un éboulis, mais le plus souvent il s'agit d'un poudingue au litage fruste qui évoque un dépôt torrentiel rapide avec transport sur une courte distance. La surface de base du socle ne joue strictement aucun rôle dans la morphologie continentale. Sur la côte, la mer a quelquefois exploité le contact en déblayant localement les conglomérats, mais il arrive aussi que ce soient les gneiss qui aient été excavés. A l'Est du Stac Swordale, le contact entre les deux formations est du même genre. Grâce à la coupe naturelle des falaises, on peut le suivre aisément. Le plongement du socle ne se fait pas ici suivant un simple plan incliné, mais comporte des inégalités qui font varier beaucoup la valeur de la pente. Il est hors de doute qu'un ancien versant à replat marqué a été fossilisé par les conglomérats; mais recoupé dans le haut par la surface du plateau qui nivelle parfaitement socle et couverture, il n'a aucune influence morphologique. La péninsule d'Eye représente donc bien, comme le faisaient remarquer Jehu et Craig [237], une ancienne colline de gneiss sur le versant nord-ouest de laquelle se sont déposés des sédiments détritiques. Mais le recoupement du sommet par l'aplanissement pliocène rend vaine toute tentative de reconstitution de la surface de base dans le relief actuel.

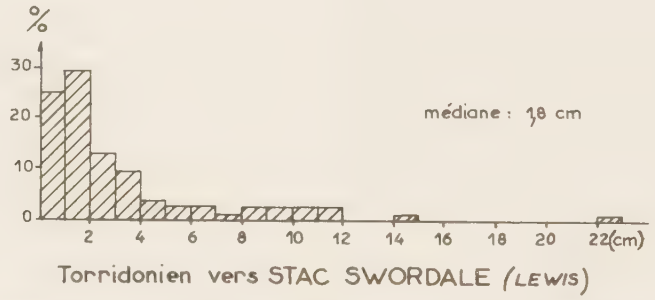


Fig. 70. — *Histogramme des longueurs des cailloux compris dans le conglomérat torridonien (?). des environs de Stac Swordale (Lewis).*

Le matériel est le plus souvent d'origine locale et dérive pour la plus grande part du gneiss lewisien. Les galets noyés dans une gangue gréseuse ou argilo-gréseuse de couleur rougeâtre ou violacée sont généralement mal classés et de petite dimension *(fig. 70)*, mais de gros blocs peuvent voisiner avec des lits d'éléments fins qui se suivent sur quelques mètres. Quant aux caractères morphométriques, ils montrent des liens étroits de parenté avec ceux du conglomérat torridonien du Cap Wrath. La remarquable constance des valeurs d'aplatissement n'a en soi rien de très surprenant puisque les cailloux mesurés sont ceux de gneiss lewisien, les seuls qui soient suffisamment abondants. En revanche, les valeurs d'émoussé bien groupées dans l'histogramme autour d'une médiane faible sont assez caractéristiques du Torridonien. Les deux courbes cumulatives d'émoussé $\frac{2r^1}{L}$ de Stac Swordale et du Cap Wrath sont presque superposables *(fig. 71 et 30)*. L'écart observé entre Garrabost et le Stac Swordale provient des variations locales de dureté du gneiss qui est plus friable et décomposable dans le second affleurement *(fig. 71 et 72)*. Au total, les galets de conglomérats de la partie occidentale d'Eye reflètent des conditions de sédimentation de type torrentiel proches de celles qui ont été observées dans le Torridonien du Mainland.

Les couches de grès et de conglomérats de Broad Bay ne sont pas restées horizontales. Bombées, elles ont été également faillées et du même coup basculées en bloc vers le Nord-Ouest. A l'inclinaison originelle vers l'axe du bassin de sédimentation s'est ajouté un basculement d'ensemble, de telle sorte que les pendages sont presque toujours dirigés vers l'Ouest ou le Nord-Ouest. Ainsi s'explique la dissymétrie des petites presqu'îles d'Arnish et d'Holm.

Il y a peut-être lieu de ranger parmi les failles, l'accident qui joint Swordale Bay au rivage d'Aignish, du SSW au NNE, en faisant réapparaître les conglomérats dans une sédimentation de taille décroissante vers l'Ouest Mais son rôle morphologique n'est qu'indirect et ne concerne que la côte. A l'Est d'Arnish, il y aussi une petite fracture de même direction qui coupe presque en deux la péninsule.

Les principaux accidents sont situés en bordure du demi-graben qu'ils limitent vers l'Ouest, Ce sont des failles à la fois normales et contraires à regard est et qui se disposent en deux systèmes se relayant dont l'un est méridien, l'autre orienté NE-SW. Ces accidents qui ont fonctionné à des époques très éloignées montrent une remarquable permanence. En effet à Arnish, comme le signalaient déjà Jehu et Craig, le conglomérat au contact de la faille de bordure, dérive d'une brèche tectonique et prouve ainsi que la faille avait déjà joué au moment du

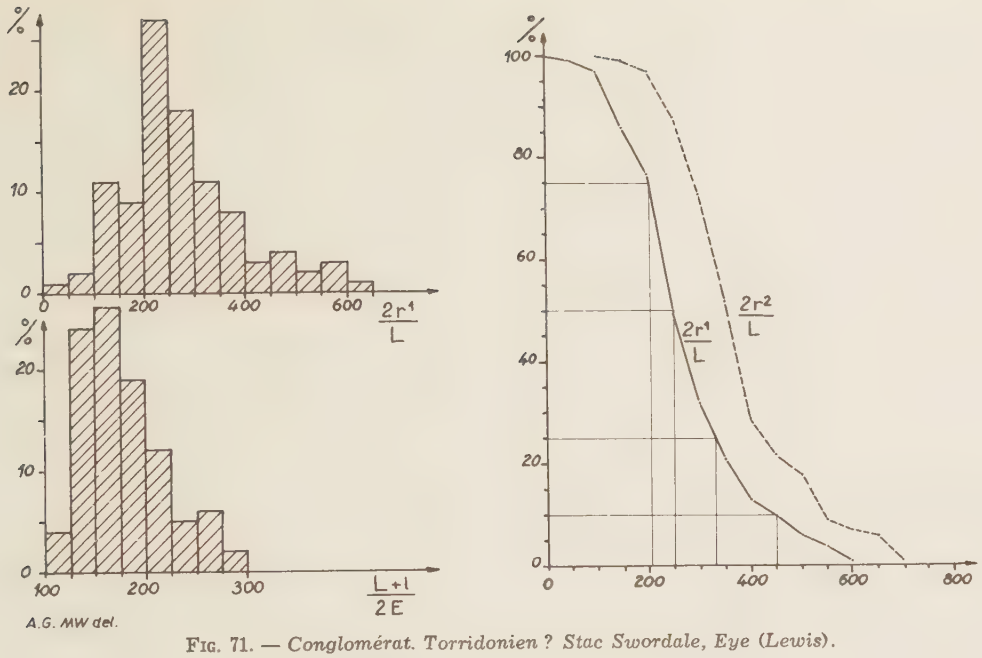


Fig. 71. — *Conglomérat. Torridonien ? Stac Swordale, Eye (Lewis).*
Emoussés et aplatissement des galets de gneiss (50-100 mm).

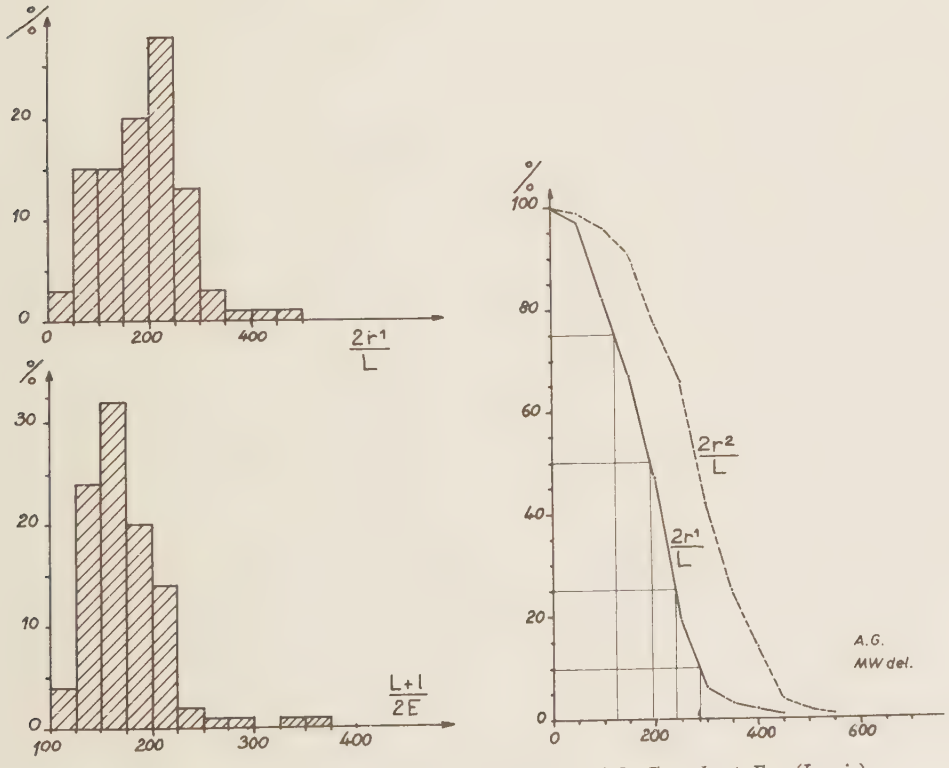


Fig. 72. — *Conglomérat. Torridonien ? Baie au Nord de Garrabost, Eye (Lewis).*
Emoussés et aplatissement des galets de gneiss (50-100 mm).

dépôt des sédiments ou immédiatement avant. On y rencontre effectivement d'énormes blocs anguleux de gneiss qui sont inconnus ailleurs. Plus tard, les conglomérats ont subi un broyage et enfin la fracture a été sinon colmatée du moins utilisée par un dyke de basalte. Ces dykes qui sont montés le long de certains plans de faille ont été interprétés comme des venues éruptives tertiaires par Kursten [257]. Pour cet auteur, le graben était

déjà esquissé dès le Secondaire et sa formation est associée à celle du Minch. Il semble effectivement très plausible d'admettre que le jeu des failles s'est prolongé jusqu'au Tertiaire. Par contre, un mouvement récent n'est guère conforme aux observations morphologiques.

A Arnish, un creux très net mais dont la largeur n'excède pas 30 m, jalonne le passage de la zone broyée au contact entre le gneiss et le « Torridonien ». Ce dernier qui avait un pendage de 10-15° seulement dans la presqu'île est brusquement redressé à 45°. Mais de part et d'autre de la ligne de faille, il n'y a pas de différences significatives d'altitude et le gneiss est loin de dominer les conglomérats et grès. Parfois, quand il est hétérogène et très diaclasé, le Lewisien peut même être légèrement en contrebas. En tout cas, la faille a été nivelée après son dernier rejeu et la ligne de broyage n'a été mise en valeur qu'après. On peut considérer la rade de Stornoway Harbour comme un bassin d'érosion différentielle réalisé aux dépens de couches plus tendres que celles qui subsistent dans la presqu'île d'Arnish, c'est-à-dire des roches à faciès gréseux.

Au Nord de Stornoway, les failles-limites se marquent timidement dans la topographie, mais seulement dans la mesure où elles mettent en contact le socle et sa couverture. De Newmarket à Coll, le lourd talus sombre qui barre l'horizon correspond à la bordure des collines de gneiss laissées à la lande et à la tourbe. La différence lithologique avec les grès est suffisante pour que les sédiments en grande partie cultivés d'ailleurs, apparaissent au pied sous forme d'une plaine. Le raccord se fait par une pente douce — à Newmarket elle est de l'ordre de 7° — et convexe. Quand le plan de faille ne sépare plus que des grès, les formes s'estompent davantage et au-delà de Coll, le prolongement de la faille vers l'Est passe presqu'inaperçu.

Il en est de même pour la faille qui est au Nord de Back et se poursuit jusqu'à la côte, les deux compartiments sont occupés par le gneiss et la seule traduction morphologique de l'accident dans un plateau horizontal est l'existence de la petite vallée de ligne de faille de Lacastal. Plus à l'Est, dès que le Lewisien et sa couverture rentrent en contact, on retrouve la même opposition que celle qui vient d'être signalée plus haut : le secteur déprimé et vert qui est généralement ici un bas plateau s'adosse à un abrupt lourd de couleur brune menant au plateau tourbeux du Nord de Lewis. La dénivellation est d'une trentaine de mètres, mais localement à la faveur d'un cours d'eau (Gress River), elle peut atteindre le double. La terminaison de cette faille à la côte est parfaitement visible dans une profonde crique des environs d'Earavick. Les bancs de grès doucement inclinés vers le Nord-Ouest (15°) viennent buter contre le socle qui plonge vers le Sud-Est sous un angle qui évoque plus un ancien versant qu'un plan de faille (40°). Mais l'absence d'une sédimentation grossière en bordure du gneiss, le prolongement du tracé en arrière et surtout le sens du pendage opposé à la pente du socle font de ce contact un plan de faille contraire caractéristique. L'intérêt de cette coupe naturelle n'est pas de montrer l'exploitation du gneiss brisé par la mer qui a creusé une grotte, mais bien plutôt la schématique continuité avec laquelle se fait vers le haut le passage du plan de faille à un versant continental. Ce dernier constitué naturellement de gneiss et occupé par la lande à callunes domine par une pente modérée et légèrement convexe le palier où sont tronqués les bancs de grès. Aucun doute n'est permis, il s'agit bien d'un escarpement de ligne de faille dont l'exhumation doit être récente puisqu'à proximité immédiate, à l'Est, un lambeau de grès subsiste à mi-pente. Un peu plus loin encore, l'exhumation est totale. Dans tous les cas, le versant subaérien ne fait que prolonger le plan de faille avec un simple adoucissement vers le haut et sans qu'on puisse observer le moindre décalage ou recul. L'évolution s'est faite à partir de l'aplanissement pliocène, ce qui confirme le caractère tardif d'une mise en valeur qui aboutit au dégagement du socle sur quelques dizaines de mètres seulement et à la formation dans le grès d'éléments de dégradation de surface, comme le palier non structural du Druim Mor. Que le réseau hydrographique n'ait pas mieux utilisé les différences lithologiques n'à rien en soi de très étonnant puisqu'il est presque toujours orienté perpendiculairement aux lignes de failles. La seule exception est la rivière Gress dans le coude qu'elle fait avant d'arriver à la mer.

A la lumière de ces quelques observations, on peut conclure que la partie occidentale du demi-graben de Broad Bay n'a été que timidement remise en valeur depuis l'aplanissement pliocène et que les ruptures de pentes modestes qui suivent encore très étroitement les lignes de failles ont subi une simple dégradation sur place sans montrer de recul prononcé. Cette efficacité médiocre de l'érosion différentielle qui contraste avec la vigueur de certaines reprises d'érosion observées ailleurs dans les Hébrides externes ou dans la région côtière nord-ouest, s'explique par la stabilité du bloc de Lewis au Nord de la latitude de Stornoway. Déjà démontrée à propos du niveau d'érosion pliocène, elle se confirme par l'absence de tout rejeu récent le long des failles bordières du bassin gréseux de Broad Bay.

Le fossé transversal.

Avec l'explication du fossé qui traverse Lewis plus au Sud, nous rentrons dans le domaine des hypothèses, car s'il est relativement aisé, malgré l'absence de toute couverture sédimentaire, de déceler les grandes lignes de failles dans le gneiss grâce aux zones de broyage qui les accompagnent, il est singulièrement plus difficile de déterminer le regard de ces failles de décider si l'influence de ces accidents tectoniques sur la topographie est directe ou non.

Les faits sont les suivants. Lewis est traversée d'une côte à l'autre par une large zone déprimée à drainage indécis qui vient au Sud en contact brusque avec la région montagneuse du Sud de Lewis et de North Harris. Le tracé est celui d'V très ouvert dont une branche est orientée NNW-SSE et l'autre Ouest-Est. La largeur ne varie guère car les bordures sont parallèles et rectilignes. A l'Ouest, elles sont jalonnées par l'East Loch Roag d'un côté et le Litle Loch Roag de l'autre, au Sud par la tête du Loch Seaforth. A l'Est, la limite septentrionale est mal définie tandis que plusieurs grandes vallées peuvent servir de frontière vers le Sud : le Loch Ouirn ou le Loch Shell en particulier. Le paysage amphibie qui caractérise cette zone dans sa partie centrale a déjà été décrit. Il s'accompagne par endroits vers la mer d'une côte rocheuse relativement basse où le dessin très compliqué reflète l'ennoiement d'un réseau de vallées qui ne laisse apparaître que le bord supérieur des versants. Cette côte à « fiard » déjà signalée par J.W. Gregory [185] s'oppose à la côte à fjords d'Harris ou d'autres régions méridionales du Mainland. Elle est bien représentée en bordure de l'East Loch Roag, mais surtout au Loch Leurbost et au Loch Erisort, où la plupart des pentes rocheuses plongent directement dans la mer sans adoucissement dans le bas. De toute évidence, nous avons un couloir qui a été largement emprunté par la glace et dont l'ennoiement partiel consécutif à une altitude basse peut s'expliquer soit par une tendance persistante à la subsidence, soit par un relèvement isostatique postglaciaire insuffisant; une explication n'excluant pas l'autre.

Avant d'aborder ce problème de l'interprétation, il est bon de verser quelques pièces au dossier. En premier lieu, un examen attentif des vestiges d'aplanissement pliocène conservés en des éléments plus ou moins réduits de plateaux ou en des méplats qui tronquent uniformément tous les sommets des collines d'un même secteur, permet de constater que les altitudes se répartissent de façon tout à fait anormale. Le centre du fossé est déprimé par rapport aux régions côtières, ce qui explique d'une part le caractère indécis de l'hydrographie et d'autre part l'augmentation du creusement de certaines vallées vers l'aval (le fjord du Loch Ouirn est certainement le meilleur exemple à cet égard). Cette inclinaison de l'aplanissement pliocène vers l'intérieur, déjà signalée plus haut, est particulièrement visible de part et d'autre du Loch Erisort jusqu'au Loch Shell, car elle est soulignée par la terminaison brutale de falaises élevées qui s'alignent suivant une droite nord-sud représentant peut-être une faille dont l'escarpement aurait légèrement reculé. Au Nord de Raerinish Point, où vues du large les formes sont schématiques, la côte ne ferait que prolonger la bordure faillée rencontrée à Arnish. Au Sud, le découpage est plus accentué et on ne saurait se prononcer. Vers l'autre côté de Lewis, c'est-à-dire vers le Nord-Ouest, il y a aussi une remontée de la topographie, mais elle est moins régulière, car la dissection de l'aplanissement est plus poussée et quelques restes d'un niveau d'érosion antérieur subsistent. Une grande faille transversale de direction ouest-est interrompt d'ailleurs cette remontée. Elle se suit depuis le Glen Valtos où elle s'accompagne d'une zone de broyage typique jusqu'à l'Est de Breasclete, où elle met en contact deux bas plateaux d'altitude un peu différente. Un jalon est fourni par le détroit rectiligne et étroit de Sruth Earshader qui sépare Great Bernera de Lewis.

En second lieu, il importe de souligner que souvent les bordures du fossé coïncident avec des failles majeures très continues. Dans la région des Lochs Roag, les failles sont orientées NNW-SSE. Si certaines d'entre elles, comme celle qui suit la petite route B 8 059, n'ont d'importance morphologique que par la ligne de broyage qui les accompagne, d'autres en revanche servent de limite dans un matériel homogène, à des plateaux d'altitude différente. Les meilleurs exemples sont situés à l'Ouest du Loch Roag et de Little Roag où une série de failles parallèles délimitent les marches d'une topographie en escalier qui a gardé des traces d'aplanissements récents. Ainsi les îles et presqu'îles rocheuses du Loch Roag ont presque toutes leur sommet tronqué par les restes d'un niveau qui vient buter à l'Ouest contre l'escarpement rectiligne que détermine une grande faille. Cette dernière se suit depuis la baie de Camus na Cliv jusqu'au Little Loch Roag où elle rattrape un autre grand accident qui traverse Lewis pour rejoindre la partie inférieure du Loch Seaforth. Dans la vallée de l'Amhuinn Mhor a' Ghlinne Ruaidh, qui sépare deux compartiments d'altitude inégale, elle se marque par une magnifique zone de broyage très continue. Toutes ces failles dont la fraîcheur, comme le notait A.G. Steavenson [411], suggère un mouvement relativement récent, ont sans doute fonctionné au Tertiaire. Jehu et Craig font d'ailleurs remarquer que certaines sont suivies par des dykes d'époque tardive [237]. Toutefois nous manquons de preuves solides pour affirmer que l'aplanissement pliocène a subi un déplacement car le relief a été trop dérangé pour qu'on puisse déterminer avec certitude la nature de tel ou tel niveau d'érosion (1).

Vers le Sud, le couloir déprimé vient s'arrêter brusquement au pied d'éléments de plateau assez élevés *(fig.73)*. Le contact est souligné par la tête du Loch Seaforth, vallée rectiligne qui suit un accident majeur traversant toute l'île d'Ouest en Est. A Seaforth Head, la dissymétrie de la vallée occasionnée par la faille est bien visible : le côté sud est à la fois beaucoup plus élevé et plus raide que l'autre et de grands escarpements font face à un bas plateau rocheux. Mais il est clair que les aplanissements qui sont représentés de part et d'autre de la faille ne sont pas ici de même âge.

(1) Toutefois à l'extérieur du fossé, mais à proximité, des failles de même direction dénivellent nettement le niveau pliocène. Un des meilleurs exemples est l'accident de Dalemore dans le le coin sud-est de Dalemore Bay par de belles coupes de brèches tectoniques et de venues intrusives basiques, il provoque en arrière, le long d'une ligne suivie par l'hydrographie, un changement brutal d'altitude de 25 m environ entre deux compartiments voisins du même plateau gneissique.

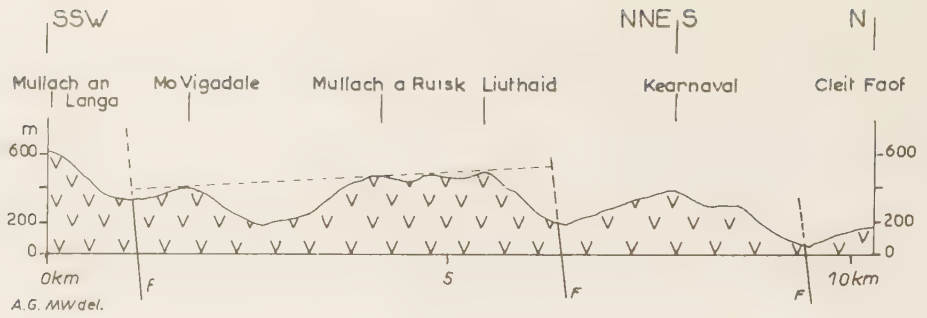


FIG. 73. — *Coupe montrant le contact entre les plateaux de North Harris et la dépression du Sud de Lewis.*

Par contre, plus à l'Est, la même faille qui était nivelée par le niveau pliocène au plateau du loch Skebacleit et de Kinlochouirn River déplace de part et d'autre du Loch Ouirn, le même niveau relevé en bordure de la côte. Le compartiment méridional a toute la netteté d'un bloc basculé dont le coin le plus soulevé se situerait près de Kebock Head. Avec une bordure nord de 140-150 m d'altitude, il domine le Loch Ouirn par de grands escarpements alignés sur une autre faille secondaire qui converge avec la principale dans le fjord. Le compartiment abaissé, au Nord du Loch Ouirn, est un plateau identique à l'autre mais dont l'altitude ne dépasse guère 100-110 m. L'aplanissement pliocène qui nivelait la faille vers l'intérieur s'est donc trouvé dans la région côtière non seulement relevé mais encore rompu par un rejeu de la faille qui a provoqué un décalage vertical.

Compte tenu de ces diverses observations, on peut essayer de préciser un peu la nature de ce fossé médian de Lewis. Il longe la zone montagneuse du côté nord et nous avons vu (première partie) que cette limite était en Ecosse du Nord d'un intérêt fondamental car elle séparait aussi bien aux Hébrides externes que dans le Mainland un domaine montagneux d'une région de plateaux. Une coupure transversale de cette importance nous était apparue comme devant jalonner un accident d'ordre tectonique mais suffisamment ancien pour qu'il puisse servir de limite approximative à des aplanissements récents. Effectivement, dans Lewis, les limites coïncident souvent avec des failles, mais si à Seaforth Head, l'aplanissement pliocène vient buter contre des plateaux témoins d'une surface plus vieille, en d'autres lieux, il mord sur la faille bordière en la nivelant. C'est le cas sur le plateau de Park à l'Ouest du Loch Ouirn et probablement de part et d'autre du Little Loch Roag. Par ailleurs, des rejeux de faille postérieurs au niveau d'érosion pliocène existent précisément dans des secteurs où ce niveau apparait nettement basculé vers l'intérieur. Il est donc logique de considérer la curieuse cuvette centrale comme étant d'origine tectonique. Si les glaciers ont bien été incapables de creuser le fossé comme nous le verrons un peu plus loin en étudiant leur efficacité, ils ont pu par leur masse créer un déséquilibre qui aurait été maximal au pied des montagnes les plus élevées de North Harris, c'est-à-dire dans la région centrale. Dans ce cas, un mouvement de rétablissement isostatique postglaciaire inachevé au centre, plus avancé sur les bordures serait responsable du mouvement de bascule des plateaux et des tensions consécutives provoquant un rejeu des failles. Autrement dit, le relèvement isostatique aurait joué dans le cadre des compartiments tectoniques existants. Cette hypothèse se heurte néanmoins à une difficulté : l'ampleur de certains décalages comme celui que nous avons constaté au Loch Ouirn. Il n'est donc pas exclu qu'en bordure du Minch, région instable au Tertiaire, des mouvements se soient poursuivis très tardivement indépendamment des fluctuations d'une masse de glace dont nous savons du reste qu'elle n'a jamais été très importante. L'analyse des dépôts de tourbe submergée par la mer qu'on trouve en bordure de l'East Loch Roag à Breasclete, au Loch Shader et surtout à Callanish, ne permet pas d'affirmer qu'un mouvement de subsidence actuel existe dans ce secteur. En effet, ces tourbes, dont nous reparlerons, sont probablement d'âge boréal et à cette époque on admet généralement que le niveau marin était en-dessous du zéro actuel.

d. Le travail des glaciers

Lewis était placée sur la trajectoire ESE-WNW de la glace venue du Mainland qui cheminait à travers le Minch, et ces glaciers ont laissé au Nord, comme trace de leur passage un boulder-clay riche en blocs de roches « étrangères », en particulier de grès torridonien qui a donné à la matrice une couleur rouge caractéristique. Par opposition, le drift caillouteux verdâtre qu'on rencontre plus au Sud est essentiellement d'origine hébridéenne et provient d'une alimentation prélevée « sur place ». Ce contraste déjà souligné par J. GEIKIE a été confirmé et précisé par D. F.W. BADEN-POWELL qui pense que, vu l'absence d'une superposition, il doit y avoir passage latéral d'un type de moraine de fond à l'autre [14]. Quant aux dépôts des glaciers de vallée, ils sont limités à la zone montagneuse et à sa bordure immédiate. La glace qui avait traversé le Minch et qui était défléchie vers le Nord par la présence des reliefs du Sud de Lewis et d'Harris est donc responsable de la prise

en charge et du transport d'un tonnage important de matériaux sur d'assez longues distances. Ce n'est que dans des moraines de vallée qu'il est possible de retrouver un matériel issu d'une fourniture presqu'entièrement locale. Ainsi à Seaforth Head, la moraine s'est constituée aux dépens des roches brisées qui bordent la zone de broyage, ce qui a pour conséquence une homométrie tout à fait inhabituelle dans un matériel morainique (*fig. 74*). En plus de quelques gros blocs étrangers un peu émoussés, les cailloux noyés dans la matrice sont presque tous anguleux ou subanguleux et ont une taille de 6 à 10 cm qui cadre avec la densité des diaclases observée dans les roches des environs.

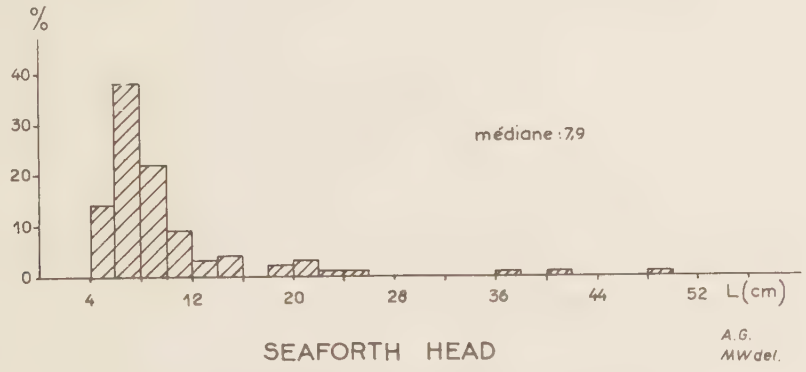


Fig. 74. — *Matériel morainique de Seaforth Head.*
Taille des éléments de plus de 4 cm compris dans la matrice.

Mais une telle prise en charge n'implique nullement un travail de creusement important par les glaciers et nous n'aurons aucune peine à montrer que même dans des matériaux meubles et très fragiles, la glace a effectué un nettoyage fort incomplet. *A fortiori* peut-on avoir quelques doutes sur l'efficacité de l'érosion glaciaire dans des roches en place résistantes comme le gneiss.

Une première série d'exemples sera choisie dans les zones de broyage où la roche tout en étant réduite en fragments anguleux plus ou moins menus, n'est pas obligatoirement dans un état de décomposition avancée. Le long de la petite faille qui joint East Loch Roag au Loch na Muilne suivant une direction WSW-ENE, le gneiss part en de multiples petits éléments anguleux. Le gel et l'altération qui progressaient suivant les plans de faiblesse ont agi de pair pour provoquer une pulvérisation de la roche sur plus d'un mètre d'épaisseur. Or le manteau de moraine de fond recouvre le tout et cette zone typique de gélifraction périglaciaire n'a pas été affectée par le passage du glacier. La rivière Caversta suit approximativement une grande ligne de broyage de 20 m de large dont les limites sont marquées par des escarpements de roche saine dominant les pentes plus douces où le gneiss se délite sur 3 ou 4 m d'épaisseur au-moins. Cette zone de faille a été si mal déblayée par la glace, que le cours d'eau dans son creusement a quitté par endroits le gneiss brisé pour se « surimposer » en quelque sorte dans le gneiss massif. L'incision qui a donné naissance à des gorges date sans doute de la période froide et doit être le produit des eaux de fonte car de gros éboulis tardiglaciaires ont dégringolé par la suite dans le fond de la vallée. Dans le coin sud-est de la baie de Dalemore, on peut voir, conservée en-dessous de la moraine de fond une tranche de gneiss décomposé *in situ* de 3 à 3,50 m d'épaisseur. Des fractures utilisées par des dykes de dolérite maintenant pourris sont responsables de l'état de division du gneiss. A côté, la coupe naturelle de la côte montre d'ailleurs comment des brèches tectoniques à matériel altéré et qui alternent avec les dykes basiques sont recouvertes par le manteau morainique. La même carence du déblaiement par la glace est observable dans la longue vallée rectiligne de l'Amhuinn Mhor a Ghlinne Ruaidh, à l'Ouest du Loch Roag, où grâce à de grandes carrières on peut suivre sur plus d'un kilomètre les coupes dans la zone de broyage de 30 m de large environ, qui affecte le gneiss. L'exemple est magnifique dans sa simplicité. La roche subit un véritable émiettement en éléments anguleux dont la taille ne dépasse presque jamais celle du poing. La libération des éléments est complète sur 3 à 4 m de hauteur, mais la base n'étant pas visible, il n'est pas possible de dire si elle se poursuit en profondeur. La vallée n'a pas été calibrée en fonction de la zone de roches brisées, car si du côté ouest on atteint le gneiss massif, de l'autre le dégagement est incomplet et ce n'est que plus haut sur le versant qu'apparaît la roche solide. Pourtant, c'est bien le glacier qui est responsable du dégagement au moins partiel de la vallée puisque des verrous qui s'appuient sur des chicots de gneiss résistant d'une bordure sont encore visibles avec leur polissage caractéristique. La glace a donc largement respecté un matériel friable au lieu d'exploiter toutes les possibilités d'érosion différentielle. En dépit du passage des glaciers, des produits très fragiles issus de la décomposition chimique de la roche *in situ*, ont pu se maintenir même dans des positions qui n'étaient pas spécialement abritées. Ces quelques exemples en témoignent.

Au Nord-Ouest de Stornoway, en bordure du Loch Airidh na Lic, une coupe fraîche permet de voir à l'intérieur d'un gneiss partiellement divisé et altéré sur 4 ou 5 m d'épaisseur, des poches de décomposition totale profondes d'un mètre environ et recouvertes par la moraine de fond. Le socle a des profondeurs d'altération très variables comme le montre la tranchée creusée à proximité du monument de Stornoway : une roche saine peut succéder à une roche pourrie à la faveur d'une fissure, sur 4 mètres d'épaisseur. en outre de véritables poches d'altération indépendantes des diaclases mordent sur le gneiss. Sur les versants de la vallée ennoyée du Loch Carloway, il y a aussi de belles zones de décomposition *in situ* qui ont subsisté sous la moraine. Elles sont souvent associées à des petites fractures qu'empruntèrent les intrusions de laves basiques. Il arrive même — et le phénomène est suffisamment rare pour qu'il mérite d'être signalé — que le gneiss décomposé par endroits sur plus de 2 m, montre des phénomènes d'exfoliation avec boules.

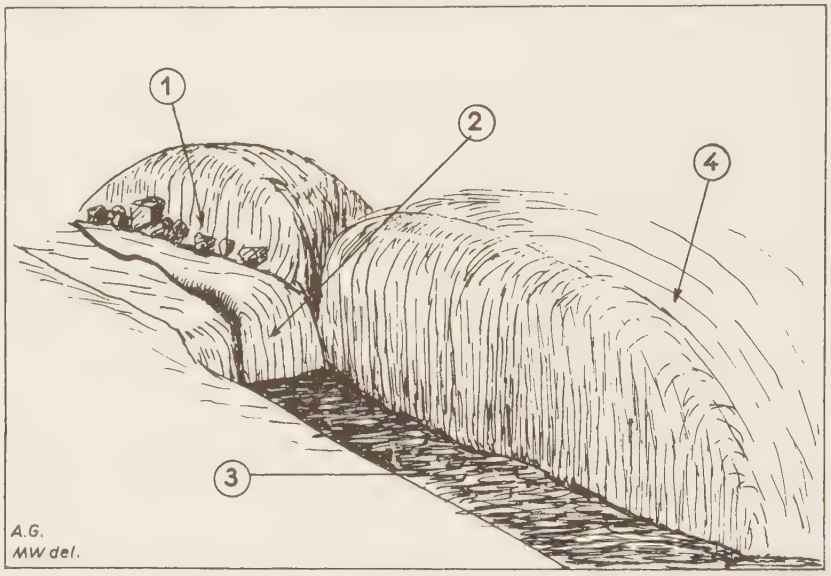


Fig. 75. — *Détail de la côte au Nord-Ouest du Loch Shader.*
Croquis schématique. 1 : Blocs tardiglaciaires; 2 : roche décomposée sur 4 m; 3 : « geo »; 4 : roches polies.

Au Nord-Ouest du Loch Shader, une échancrure de la côte est calibrée en fonction d'une zone de roche décomposée qui n'est que partiellement dégagée vers l'intérieur *(fig. 75)*. car il reste encore une épaisseur visible de 4 m de matériel entièrement altéré. L'exploitation a eu lieu avant le Tardiglaciaire, puisque le creux est occupé par des gros éboulis de cette époque, mais après la glaciation qui a laissé sur le gneiss massif des roches polies s'arrêtant brusquement en contact avec le petit fossé d'érosion différentielle. Quant à la carrière située près de Breaclete (Great Bernera), elle est encore plus intéressante, car elle montre côte à côte une bosse de gneiss poli à peine retouché depuis la glaciation par un début d'exfoliation et une zone plus basique entièrement pourrie sur près de 2 m d'épaisseur sous un manteau de drift coiffé par la tourbe. La présence d'un filon de quartz qui a mieux résisté et n'est pas dérangé, montre que la décomposition a bien eu lieu sur place *(fig. 76)*. Il faut donc admettre une fois de plus que le glacier a respecté un matériel très fragile. A première vue, il peut paraître surprenant que la glace ait poli le gneiss en laissant à côté une roche qui part actuellement en poussière. Mais si l'on imagine une imprégnation poussée par de l'eau puis un gel total de la masse, cela se conçoit aisément (1). De cette manière, on comprend que le potentiel structural ait été appauvri par le froid et souvent mal utilisé par la glace peu propre d'ailleurs à agir sélectivement en soulignant les différences de comportement du matériel.

Dans toute la seconde série d'exemples qui vient d'être citée, une objection sérieuse vient à l'esprit. Ne peut-on pas considérer le régolite ou la zone de roche pourrie *in situ* sous la moraine comme le produit d'une décomposition postglaciaire favorisée par le rôle d'éponge que joue le manteau de drift surtout quand il est surmonté de tourbe ? L'objection est moins grave qu'elle ne le paraît, car l'altération postglaciaire se chiffre en centimètres et non en mètres surtout dans des roches assez rebelles à la décomposition comme le gneiss. L'épaisseur des régolites qui est couramment de plusieurs mètres nous interdit de les considérer comme issus de phénomènes physico-chimiques postglaciaires. Le gneiss des roches polies a été blanchi sous la tourbe mais

(1) Cette explication nous a été suggérée par M. A. Guilcher.

cette décoloration qui provient du départ du fer n'est que superficielle. La désagrégagtion qui libère des agrégats de cristaux de quartz et de feldspaths ne dépasse guère quelques centimètres sauf le long des plans de diaclases naturellement. Dans les parties les plus basiques du socle, l'évolution est un peu plus poussée, mais elle n'atteint guère le stade de la décomposition totale. Ainsi, non loin de Callanish, sont visibles des roches moutonnées où, à côté d'un gneiss à peu près intact, des venues basiques laissent apparaître une altération suivant les fissures qui conduit même à quelques esquisses de boules, mais le phénomène reste superficiel et bien imparfait.

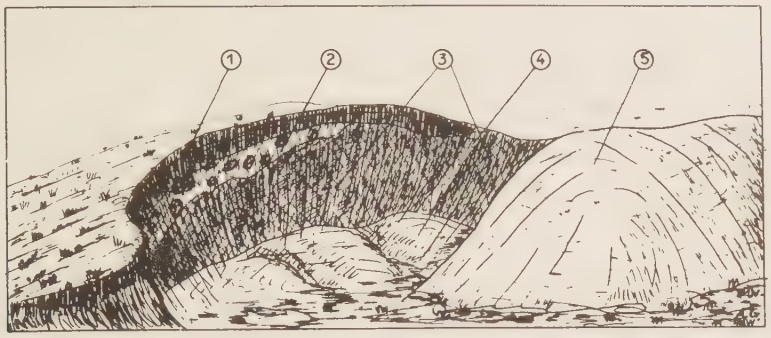


Fig. 76. — *Croquis semi-schématique montrant la roche décomposée sous la moraine, Great Bernera (Lewis).*
1 : manteau de tourbe; 2 : moraine de fond; 3 : roche décomposée; 4 : filon de quartz; 5 : gneiss sain.
(d'après A. Godard, *Rev. Géom. Dyn., XII*, 1961).

Certes, on peut, dans bien des cas, invoquer les phénomènes d'altération qui ont sans aucun doute agi durant les interglaciaires, mais outre que l'imperfection du nettoyage glaciaire n'est pas remise en cause par ces processus, il est permis de se demander si la durée des époques en question a été suffisante pour qu'on puisse leur attribuer *la totalité* des zones de décomposition: Il semble plus raisonnable d'admettre qu'une bonne part des régolites provienne de l'altération du socle *in situ* sous les climats frais et humides de la fin du Tertiaire. C'est du moins ce que suggère la nature des argiles contenues dans les complexes d'altération, si on leur assigne un âge préglaciaire.

En résumé, si les glaciers se sont montrés des agents de transports puissants en prenant en charge à travers le Minch des volumes assez considérables de matériaux rocheux issus du Mainland, ils ont fait preuve d'une assez surprenante inefficacité dans le domaine de l'érosion. Le relief peu disséqué du Nord de Lewis y était sans doute pour quelque chose. Mais les matériaux meubles recouvrant le socle et en particulier les produits préglaciaires et interglaciaires provenant d'une décomposition ou d'une fragmentation sur place n'ont même pas été correctement déblayés. Il est vrai que la glace était, comparativement au Mainland, assez peu épaisse comme le montre l'ampleur limitée des phénomènes d'isostatie postglaciaire.

e. Les variations relatives du niveau marin

Deux conditions sont réunies pour faire de Lewis une région favorable à l'observation des restes d'anciens littoraux :

1) Les transformations dues à l'action de la glace ayant été assez limitées, on peut espérer y trouver des traces de rivages plus anciens que ceux du Mainland où les plages soulevées reflètent seulement les mouvements tardifs de compensation isostatique liés à la déglaciation.

2) La position exposée de l'archipel a permis à l'érosion marine d'imprimer dans le relief des marques vigoureuses qui gardent longtemps leur netteté et s'effacent diffilement.

Malheureusement, beaucoup d'accumulations marines fragiles ont dû disparaitre pour la même raison en ne laissant que des formes inscrites dans la roche. Or en l'absence de tout dépôt corrélatif, les formes sont le plus souvent impuissantes par elles-mêmes à fournir la preuve de leur origine. Le problème se pose tout particulièrement pour une série de « *plates-formes côtières* » élevées réalisées aux dépens de la surface d'érosion pliocène sur ses bordures et qui représentent peut-être d'anciennes plates-formes d'abrasion marine. W. Panzer les avait déjà signalées il y a une trentaine d'années en faisant remarquer que le polissage par la glace impliquait un âge au moins antérieur à la dernière glaciation [328, 329]. Mais pour identifier ces niveaux, il n'y a en tout et pour tout que la constante des altitudes et la répartition géographique en bordure de la mer. Encore faudrait-il se garder de les imaginer comme des replats étagés ceinturant l'île : ils sont en fait très discontinus et — fait plus grave — s'observent à des altitudes variées. Pour Panzer, le plus répandu est à + 60-65 m dans les alentours de Carloway, Dalebeg et Barvas et au Sud-Ouest de Stornoway, mais il faut reconnaitre que dans

la plupart des cas, il y a vers l'intérieur un passage progressif à la surface du plateau qui interdit de reconnaitre le moindre vestige de falaise morte. Panzer signale bien des formes ressemblant à d'anciennes falaises très dégradées vers + 80 m, mais des ruptures de pentes existent à toutes les altitudes dans ces paysages rocheux. C'est peut-être ce qui explique l'abondance des niveaux signalés par cet auteur : en plus des deux précédents, 50 m, 46 m, 32 m, 25 m, 12 et 9 m ! Cette avalanche de chiffres à des altitudes diverses a quelque chose d'inquiétant il est sage de garder une attitude réservée. Non que nous songions à nier en bloc ces plates-formes côtières. Certaines existent et sont même parfois très nettes, mais au-delà d'une trentaine de mètres il est vain de vouloir se fier au témoignage des formes. Dans le secteur de Butt of Lewis et plus particulièrement en arrière de Port Sto jusqu'à Five Penny Ness pour ne prendre que cet exemple, aucun doute n'est permis sur l'existence d'une de ces plates-formes d'origine marine. Une table dont l'altitude est d'environ 12 à 15 m au-dessus du niveau des plus hautes mers et qui forme un plan uni, incliné de quelques degrés vers la mer, recoupe les dalles de gneiss et de schistes nettement inclinées vers l'Est. Cette plate-forme limitée en arrière par des collines à versants doux et convexes, existait déjà à l'époque froide, puisqu'elle est recouverte par un mince manteau de head pierreux d'origine locale, mais son âge exact nous est inconnu.

Les éléments de datation relative concernent seulement des niveaux moins élevés dont les formes portent clairement la signature de l'érosion marine et qui sont d'ailleurs assez souvent identifiés par la présence d'alluvions marines. Ces vestiges d'anciens rivages se présentent à des altitudes dont la constance facilite les corrélations d'un secteur à l'autre. Grâce à l'analyse détaillée d'une trentaine de sections côtières nous avons pu réunir un certain nombre d'éléments qui permettent de classer les restes de paléoformes littorales en trois catégories. Toutes les altitudes seront exprimées en mètres au-dessus du niveau des plus hautes mers repéré grâce aux débris organiques (algues en particulier).

1) *Un ancien rivage interglaciaire* a laissé d'abondantes traces sur toutes les côtes du Nord de Lewis. Nous l'avons d'abord reconnu dans les environs de Stornoway grâce à la permanence de son altitude mais sans pouvoir préciser son âge. Parfois ne subsistent que des résidus douteux d'une plate-forme d'abrasion nue, comme à Cromore où des banquettes rocheuses peu inclinées et limitées vers l'intérieur par une pente plus raide forment à + 2,50 m environ, au débouché du Loch Erisort, des restes que certains ne manqueront pas d'attribuer à l'érosion glaciaire. En face, dans la presqu'île de Raerinish Point, il y pourtant le même genre de formes à la même altitude, mais la plate-forme sans être très dégradée est assez irrégulière. Les restes observables à Melbost ou à Holm Point, à + 1,50 m, ne sont guère plus convaincants.

Par contre, les banquettes nues visibles dans le rentrant que constitue Port Bun a' ghlinne au débouché du Glen Tolsta sont d'une netteté qui ne laisse aucun doute sur leur origine marine. Malgré leur étroitesse — la largeur ne dépasse pas 10 m — elles se suivent bien grâce à la continuité du plan qui tranche le gneiss à + 2 m — 2,20 m d'altitude. Le coin sud-ouest de la presqu'île d'Arnish a aussi conservé quelques témoins irrécusables d'un niveau marin à + 1,50 m - 2 m. Certaines plates-formes anciennes taillées dans les conglomérats qui leur donnent un aspect de détail irrégulier sont nues mais limitées vers l'intérieur par une falaise morte. D'autres situées à la même altitude et qui se suivent en plusieurs endroits sur une centaine de mètres, ont gardé un mince manteau de head pierreux qui a servi de roche-mère pour la formation du sol actuel. Comme elles sont exhumées de la couche de drift qui est encore présente en arrière, elles sont obligatoirement antérieures au moins à la dernière glaciation d'ensemble. Quant à l'isthme qui correspond à l'étranglement médian de la presqu'île, il est occupé par un « tombolo perché » où d'anciens cordons de galets couverts d'herbe surmontent la roche en place qui atteint + 2 m environ.

C'est surtout dans la péninsule d'Eye que l'examen des côtes se révèle fructueux car la variété du littoral permet de multiplier les comparaisons. En de nombreux secteurs, dans des exposition variées et avec un matériel qui peut être tantôt du gneiss, tantôt des conglomérats ou des grès, se retrouve un élément commun de la morphologie littorale ancienne : une plate-forme d'abrasion perchée à 1,50 - 2 m et timidement exhumée d'un manteau de drift qui la recouvre encore en grande partie. Si dans la baie qui est au Nord de Garrabost, les relations ne sont pas très claires, en revanche à Sheshader Bay on voit parfaitement bien comment la moraine a fossilisé la plate-forme rocheuse en laissant en arrière dépasser des chicots alignés qui ne sont autres que les témoins de la falaise morte. Le dégagement du niveau ancien qui peut être le fait de processus continentaux (ruissellement) ou marins (embruns et vagues de tempête) est encore peu avancé ici, comme à Portnaguran sur la côte nord. Dans la large baie rocheuse de Porvoller il l'est davantage, mais les vestiges de la plate-forme d'abrasion marine perchée à + 1,50 m se distinguent très bien de la zone d'abrasion actuelle, car ils en sont séparés par un abrupt fort marqué. Vers l'intérieur, la moraine de fond apparaît sous forme d'une falaise de 2-3 m de haut, dont la base coïncide avec les bancs de gneiss tronqués. Au contraire le long de la côte qui est au Nord d'Aignish, la coupe naturelle de la falaise montre qu'un plan de séparation régulier existe à 1,50-2 m entre les bancs inclinés de conglomérats et la couverture de drift, mais la plate-forme n'est que rarement dégagée car l'érosion actuelle a fait reculer à la même vitesse le soubassement rocheux et la moraine. L'intérêt de Bayble

Bay vient d'abord de ce que la plate-forme très schématique qui recoupe le gneiss à + 2 m environ garde les traces d'une dissection précédant le dépôt de la moraine. Ce fait à mettre en relation avec un abaissement du niveau marin est tout à fait normal pour une période glaciaire. En outre, dans Lower Bayble Bay, le niveau taillé dans la roche est recouvert directement, en deux endroits différents, par des galets assez bien roulés. Une première fois sur 3 m de longueur, les cailloux sont de petite dimension et ne peuvent donc représenter un cordon de tempêtes. Dans la seconde coupe d'une dizaine de mètres, la taille est de l'ordre de celle des galets de la plage actuelle. L'existence d'un ancien rivage maintenant perché est donc prouvée ici par ces galets qui sont, à n'en pas douter, d'origine marine, car il n'y a pas de cours d'eau capable d'avoir remanié le drift sur une telle longueur.

Résumons-nous. Dans les environs de Stornoway, et en particulier dans Eye Peninsula, subsistent à une altitude comprise entre + 1,50 et + 2,5 m environ des vestiges non équivoques d'un niveau d'abrasion marine antérieur à la dernière glaciation générale au moins et partiellement exhumé du manteau morainique qui le recouvrait.

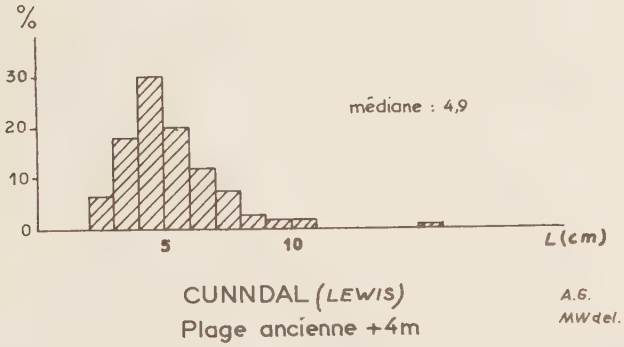


Fig. 77. — *Histogramme des longueurs des galets de la plage ancienne + 4 m à Cunndal (Lewis).*

L'étude du secteur de Butt of Lewis va nous permettre de préciser un peu la datation relative. Compte tenu de la meilleure exposition de la côte et du fetch plus important, les altitudes de l'ancien rivage doivent être légèrement supérieures à celles des environs de Stornoway. C'est effectivement ce que nous observons. Sur la bordure sud de l'anse de Cunndal, sont conservés de multiples témoins d'une plate-forme rocheuse dont les chicots réduits souvent à de simples lanières alignent leurs sommet suivant un plan qui prolonge la limite régulière séparant la moraine de fond du soubassement rocheux. Ce niveau facile à repérer, augmente progressivement d'altitude depuis la pointe de Sinntean où il est à + 2 m, jusqu'à l'angle sud-est de la baie où il atteint + 4 m. Il est jalonné par deux grands bancs de galets. Celui de l'Est repose sur la roche à + 4 m environ et se suit sur près de 40 m, malgré une épaisseur qui ne dépasse pas 1 m à 1,20 m. Les galets sont presque tous bien émoussés et disposés en lits à la base du drift. Une taille qui correspond par sa médiane à celle des galets de la plage actuelle, un classement poussé *(fig. 77)* ne laissent aucun doute sur l'origine marine du gisement. Plus à l'Ouest, vers la pointe de Sinntean, un autre banc un peu plus épais visible de façon discontinue sur 60-70 m, repose à + 2-3 m sur un mince manteau de head pierreux constitué par des matériaux locaux. Dans les deux vestiges de plages anciennes, la matrice est formée de sable fin limoneux et quelques galets redressés montrent des phénomènes de pertubation sous l'action des processus périglaciaires. Il est clair que le rivage ancien a été façonné entre deux périodes froides : celle qui a donné naissance au head et celle qui débutant par quelques manifestations périglaciaires s'est poursuivie avec le dépôt du drift. Mais nous ignorons si la formation du head équivaut seulement à un simple épisode local pré- ou interglaciaire.

Heureusement les coupes observables à Swanibost Sands et qui ont déjà été décrites par D.F.W. Baden-Powell [14], vont nous tirer d'embarras. De bas en haut se succèdent :

— un boulder-clay caractéristique à matrice argileuse,

— un banc de petits galets et de sable dont la base est à environ 2,5 m — 3 m d'altitude et qui comprend dans sa partie médiane une intercalation de gros cailloux mêlés à du sable. L'épaisseur totale peut dépasser 2 m.

— du head à éléments anguleux d'origine locale, passant à un drift pierreux dont la partie inférieure est parfois un peu argileuse.

Si nous considérons cette dernière formation comme une moraine de fond à laquelle s'est incorporé une part de matériaux locaux (le « boulder-clay supérieur » de Baden-Powell) nous devons logiquement conclure que le lit marin de sable et de cailloux est interglaciaire. C'est d'autant plus plausible que Baden-Powell y a décrit un mélange très caractéristique de faune froide et chaude témoignant d'un changement de climat. Mais il nous est par contre beaucoup plus difficile de suivre cet auteur quand il déduit de la nature de la faune

que le dépôt s'est fait à une certaine profondeur et surtout quand il essaye de pousser la submersion jusqu'à + 60 m pour pouvoir rejoindre l'altitude de la plate-forme côtière repérée par PANZER. Est-il besoin de rappeler que des galets marins classés et disposés en lits jalonnent d'ordinaire une plage. Il est donc bien plus raisonnable d'admettre que le banc de sable et de galets de Swanibost représente un dépôt d'un rivage interglaciaire qui a laissé ailleurs sous forme de plates-formes rocheuses recouvertes ou non de galets bien d'autres témoins. Parfois le boulder-clay de base est remplacé par du head. Nous l'avons vu plus haut à Cunndal. Le même fait se reproduit à Cross Sands, à 1 km 1/2 au Sud-Ouest de Swanibost, où le gneiss plus ou moins altéré au sommet est surmonté par une zone de débris anguleux, elle-même recouverte par un banc de galets dont la base est à 2,70 m.

Par analogie, on peut penser que les vestiges de rivages anciens conservés à la même altitude sur la côte ouest de Lewis datent de la même époque. Vers Sgeirr Coillt, dans la péninsule d'Aird Dell, le profil des falaises est marqué par une banquette qui entaille nettement la roche en place à environ + 2 m. En arrière du replat nu qui ne dépasse pas 10-15 m de large, s'observe une falaise morte d'allure convexe mais bien conservée. Sur la côte à proximité de Shader, se retrouve une plate-forme à + 3 m environ, mais elle est assez abimée parce que le gneiss dont elle est constituée est souvent dans un état avancé d'altération. Le head qui surmonte la roche par endroits est recouvert dans un gisement visible sur deux mètres, par une mince couche de coquillages marins, ce qui donne une succession rappelant un peu celle de Cross Sands.

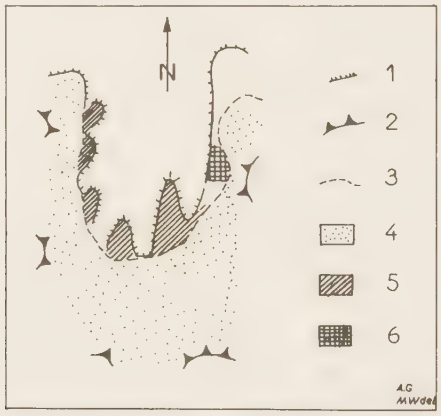


FIG. 78. — *Croquis schématique de la baie située au NE d'Aird More Bragor (Lewis).*
1 : falaise actuelle; 2 : falaise morte; 3 : limite du drift; 4 : drift et head;
5 : plate-forme d'abrasion ancienne dégagée; 6 : Zone de poli glaciaire (?).

Enfin pour clore cette énumération un peu fastidieuse, il nous faut signaler l'exemple du rentrant situé dans la partie centrale de la petite presqu'île d'Aird More Bragor car les relations entre la morphologie littorale ancienne et la couverture morainique y sont particulièrement claires. Une série de promontoires rocheux dont le sommet plat est à une altitude comprise entre 2 et 3 m, représente une ancienne plate-forme d'abrasion en voie d'érosion par la mer actuelle. Le manteau de drift qui la recouvrait a été imparfaitement dégagé, mais son épaisseur réduite ne lui permettait pas d'enterrer toute la falaise morte. Aussi la partie supérieure émerge-t-elle en arrière sous forme de chicots alignés dont l'un a continué à évoluer au Tardiglaciaire. On peut donc reconstituer approximativement l'ancienne ligne de falaises dont seule la base a été et reste encore beurrée par le drift *(fig. 78)*. En un endroit, la plate-forme porte les traces d'un polissage glaciaire, mais cette constatation ne soulève aucune difficulté d'interprétation pour une banquette recouverte par la moraine de fond. Il est possible que nous ayons également une plate-forme polie à + 2-2,50 m à l'embouchure du petit loch Shader plus au Sud, mais c'est bien moins sûr, les formes étant peu nettes. Très douteuses aussi sont les banquettes de roches polies qui sont visibles à Bosta (Great Bernera) vers 1,70-2 m d'altitude.

2) A côté de ce niveau interglaciaire, les côtes ont gardé quelques vestiges contestables *d'un rivage de période glaciaire*. Dans la baie de Port of Ness, BADEN-POWELL avait déjà signalé des lits irréguliers de cailloux inclus dans l'argile du Boulder-clay. De fait, dans une moraine riche en galets, les pierres s'ordonnent parfois en niveaux. Le plus net a sa base à + 6 m et comprend du sable et des cailloux sur une épaisseur de 2 m. Pour BADEN-POWELL qui a étudié les coquillages épars dans la masse, la faune marine est froide et très différente de celle du banc sableux interglaciaire de Swanibost mais par contre assez proche de celle du « Boulder-clay supérieur ». Il considère donc le lit marin de Port of Ness comme glaciaire et postérieur à celui de Swanibost. On peut évidemment se demander si le niveau de galets en question ne représente pas tout simplement du matériel

marin plus ancien qui a été remanié par les eaux de fonte au moment de la mise en place de la moraine. mais il se trouve que dans la baie de Port Skegirsta, à quelques kilomètres plus au Sud, s'observent à la même altitude (+ 6 m) des lits de galets roulés de taille variable qui couronnent le remblaiement de drift. S'agit-il, d'une simple coïncidence ? Si l'on pense que non, il faut admettre que l'ancien niveau marin d'époque glaciaire s'est formé à la faveur d'un retrait de la glace à un moment où le niveau de la mer était légèrement supérieur à celui de l'Interglaciaire qui l'avait précédé. C'est pour éviter ce curieux déphasage que Baden-Powell avait sans doute imaginé une profonde submersion à l'Interglaciaire. Faut-il voir dans la belle banquette perchée, à dessin semi-circulaire et à fond plat tourbeux qui est présente dans la presqu'île de Raerinish, un vestige de rivage datant de la même période froide ? Deux faits seulement sont certains : l'altitude qui est de 6 m environ et le modelé du rebord externe qui est fait de roches moutonnées.

3) *Les restes de rivages postglaciaires* si fréquents sur le Mainland sont presqu'absents des Hébrides externes. Quelques rares exemples peuvent être signalés à Lewis, mais ils sont d'une datation incertaine.

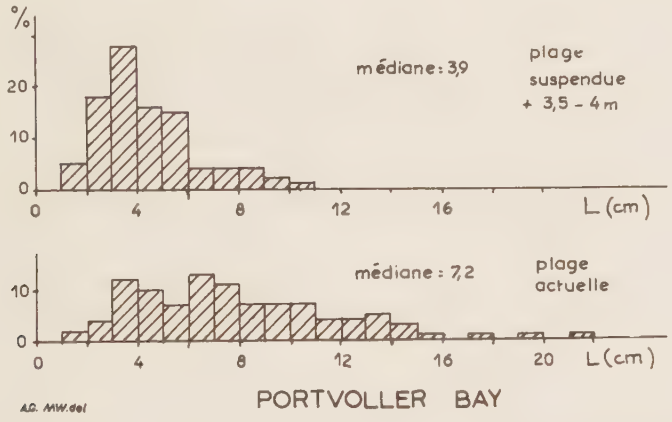


Fig. 79. — *Taille des galets de plus d'un centimètre à Portvoller Bay (Lewis).*

Dans Portvoller Bay (Eye), la moraine de fond, dont le dégagement laisse apparaître une ancienne plate-forme d'abrasion marine, est elle-même coiffée par un lit de 0 à 30 cm de galets marins biens roulés et aplatis. Par rapport au matériel de la plage actuelle qui remanie du drift, le classement est bien meilleur, mais la taille plus réduite *(fig. 79)*. Ce niveau qui tronque la moraine et parfois la roche en place altérée se suit sur plus d'un kilomètre tout autour de la baie, à une altitude de + 3,50 m à 4,50 m. On le retrouve sur le rivage de Portnagurran recoupant vers 3 m-3,50 m un gneiss en voie de décomposition et accompagné par des cailloux bien émoussés.

A Breastclete (East Loch Roag), le rivage conserve également la trace d'un niveau d'âge très probablement postglaciaire, mais à une altitude nettement inférieure. Dans le matériel friable de la moraine, une encoche nette à + 0,30-0,50 m est limitée vers l'intérieur par une petite falaise couverte de végétation. La banquette qui subsiste au pied ne doit sa conservation qu'au caractère très abrité de la côte. En contrebas de l'estran actuel qui coïncide avec la limite du drift et de la roche en place, s'observent des restes de tourbe submergée, comme à Callanish à proximité, témoignant de l'existence d'un ancien niveau marin inférieur au zéro actuel. Il faut sans doute, ainsi qu'on a coutume de le faire en Ecosse, rattacher ces tourbes anciennes à l'épisode de régression qui a précédé la mise en place du rivage soulevé inférieur (« 25-foot beach »). Puisque les déterminations polliniques (p. 131 et p. 247) peuvent effectivement s'accorder avec une datation des tourbes de la fin du Boréal, on doit pouvoir retracer l'évolution de la manière suivante :

— Régression boréale. Formation des tourbes avec le changement de climat qui caractérise le passage à l'Atlantique.

— Submersion et constitution d'un rivage ancien légèrement soulevé depuis (+ 0,50 m).

— Actuel.

Naturellement si la mer postglaciaire est responsable de l'entaille et de la petite falaise, elle n'aurait pas du laisser subsister les très fragiles sols tourbeux. Mais le rivage en question est peut-être d'origine plus ancienne.

Le petit replat rocheux qui a été réalisé, à + 1 m environ, aux dépens des gneiss polis du coin sud-ouest de Little Bernera représente peut-être un reste de plate-forme marine postglaciaire. Mais si l'exposition ouest de la côte s'avère favorable, le fetch qui n'est important qu'au NNW et à l'WSW apparaît bien peu propice à la réalisation de telles formes. Quant aux deux petites banquettes qui, dans l'angle sud de la baie de Camus na Cliv, entaillent le gneiss surmonté de drift à environ + 1,50 m, elles sont peu caractéristiques.

Au total, le bilan est assez maigre, même si l'on ajoute les quelques plages anciennes signalées par Baden-Powell à Stornoway et à Galson comme douteuses. Une telle rareté des vestiges de rivages postglaciaires, surtout si on la compare à l'abondance des plages soulevées et étagées dans la région côtière nord-ouest du Mainland, ne peut manquer de surprendre. Il est remarquable, par ailleurs, que les niveaux qui ont été repérés soient toujours situés à des altitudes très médiocres. Une explication simple peut rendre compte de cette double constatation. L'inlandsis quaternaire dont l'épaisseur diminuait beaucoup vers l'Ouest, n'a provoqué aux Hébrides externes par sa fusion qu'un relèvement isostatique de valeur faible. Il est vrai que l'érosion marine plus active qu'au Mainland a sans doute contribué à effacer les traces d'accumulations anciennes. Encore faut-il essayer d'apprécier l'ampleur du travail effectué actuellement par la mer.

f. L'érosion marine actuelle et l'évolution présente du littoral

Parmi les facteurs qui conditionnent l'importance de l'érosion marine à Lewis, il faut retenir la structure, l'exposition et le fetch et accessoirement, de manière toute provisoire, la topographie glaciée.

Le rôle joué par la structure est capital car il n'est pas seulement responsable des formes de détail mais aussi du tracé de la côte et même de la vitesse de recul d'un secteur par rapport à un autre.

En ce qui concerne les grès et conglomérats des environs de Stornoway, la morphologie littorale ne réserve guère de surprises et le modelé est assez banal. Comme on peut s'en assurer, sur une côte où socle et couverture sont en contact, au Nord de Garrabost par exemple, les falaises sont dans l'ensemble plus régulières et moins rugueuses que dans les gneiss; la partie raide du profil compte davantage et témoigne ainsi d'un recul plus prononcé. A exposition égale, le sable compte plus dans les accumulations, car la part des galets est considérable pour les côtes gneissiques. Dans le détail, on rencontre bien à côté de quelques aiguilles et pinacles, de profondes échancrures rectilignes et bien calibrées que l'on nomme « geodha » et qui sont l'équivalent des « geos » du Caithness. Si ces geos qui suivent les lignes de fractures ou les diaclases sont par rapport à ceux des gneiss plus réguliers et d'allure plus géométrique, ils sont aussi beaucoup plus rares. Bien entendu, l'inclinaison des bancs de conglomérats se reflète dans les formes en faisant varier la hauteur des falaises suivant l'orientation individuelle des découpures de la côte (Swordale, Melbost, etc.) ou même suivant celle de tout un secteur côtier (aux presqu'îles d'Arnish et de Holm, les falaises élevées sont tournées vers le Sud-Est).

Les formations détritiques de Stornoway ne sont pas homogènes et les différences sensibles de dureté qui s'y observent — depuis le poudingue ou la brèche très résistants jusqu'aux grès fins passant aux shales gréseux relativement tendres — rendent très inégales les valeurs de recul des falaises qu'enregistrent des profils variés. Ce rôle de l'hétérogénéité du matériel est bien visible à l'Est de Melbost et au Nord d'Aignish. La régularisation de la côte n'est donc pas forcément plus poussée que dans le Lewisien et nous avons même des cas typiques d'irrégularisation qui confirment les idées exprimées par A. Guilcher à ce sujet il y a une quinzaine d'années [186 et 187]. Le long de la côte comprise entre Rudha na Gaoith et Slibrie, pour ne prendre que cet exemple, on constate une curieuse anomalie des formes. Alors qu'aux avancées limitant le secteur, des falaises médiocres prolongent la topographie continentale par un profil irrégulier et doux, le rentrant intermédiaire est occupé par des falaises subverticales dépassant par endroits 3 m de haut. Les pointes ont simplement été exhumées du drift qui les recouvrait depuis l'époque glaciaire. Leur résistance provient essentiellement de la dureté du ciment grossier et brun qui lie les cailloux. Au contraire, dans le rentrant, le travail de la mer a été facilité par la présence d'un ciment tendre noirâtre argileux qui permet un déchaussement aisé des blocs et des galets. Cette mise en valeur de la lithologie n'est pas seulement le fait de la mer, les agents continentaux y ont contribué. En effet, la moraine de fond est beaucoup plus épaisse au centre qu'aux extrémités du secteur et elle a par son épais matelas humide affaibli le conglomérat en favorisant la désagrégation du ciment.

Les côtes taillées dans le socle présentent plus de variété que celles des grès et conglomérats; non que la roche y soit de composition tellement plus hétérogène, mais parce que la présence de multiples plans de faiblesse orientés différemment y introduit de nombreuses combinaisons qui donnent à la morphologie littorale une richesse assez inattendue.

Dès maintenant il faut souligner que l'exploitation des fissures du gneiss lewisien est une œuvre où collaborent étroitement la mer et les agents continentaux. Il est certain, tout d'abord, que même sans la moindre trace visible d'action mécanique, la mer contribue à mettre en valeur des diaclases virtuelles. Ainsi en bordure du Loch Erisort, où la topographie bien qu'ennoyée est restée pratiquement à l'abri des transformations par la mer, on constate que dans le même matériel le nombre de diaclases visibles augmente sensiblement dans la zone des marées. Vers Kershader School, en versant continental, au-dessus du niveau des plus hautes mers, la médiane est de l'ordre de 10, alors que dans la zone intertidale elle passe à 20. Ces chiffres n'ont peut-être pas une portée générale, mais ils sont néanmoins très significatifs. Toutefois la phase de « préparation » du matériel

ppartient surtout aux processus continentaux. Parmi eux le gel et l'altération qui ont agi en étroite interaction ccupent de loin la première place. C'est dire l'importance que revêt la période quaternaire froide pour l'évolution littorale actuelle. Il n'est pas exagéré de penser que le plus souvent un canevas précis était prêt qui a servi t sert encore maintenant à guider l'exploitation par la mer. Autrement dit, les agents continentaux, eux-mêmes iés à la tectonique ont imposé à la mer la localisation de son travail dans la mesure où l'exposition et le fetch ne variaient pas trop.

Dans le rôle joué par les fissures et diaclases, on peut considérer en premier lieu l'exploitation des plans ndividuels principaux. La forme des falaises est conditionnée par l'inclinaison des fractures suivant les plans dominants qui sont généralement au nombre de deux, plus rarement trois. Les hautes falaises (30-40 m) qui ntaillent le plateau régulier de gneiss en dalles à l'Ouest du phare de Butt of Lewis illustrent parfaitement ette influence des diaclases car la mer a travaillé efficacement sur une côte bien exposée où la structure des ancs inclinés vers l'Est, apparaît clairement. Dans cette côte faite d'une succession de promontoires et de entrants à la fois obliques et dissymétriques, qu'on pourrait qualifier de « côte à falaises en redans », il importe de différencier les échelles. Le rôle principal est joué par de grands plans de faiblesse proches de la verticale et qui sont orientés ouest-est et nord-sud. A partir de ces fractures, s'est développé le débitage de la roche suivant es plans secondaires qui séparent les dalles entre elles. La concentration de l'eau suivant les grandes lignes de acture y a favorisé un actif fractionnement des gneiss par le gel qui a laissé comme témoignage les amas normes de pierraille anguleuse subsistant parfois à la tête des rentrants sans avoir été déblayés ni même triés ar la mer. Dans le fond des encoignures, où les agents continentaux ont agi efficacement durant la période oide, c'est paradoxalement le côté le moins raide qui évolue le plus maintenant car les paquets de roche détanés y glissent aisément suivant les plans inclinés qui délimitent les dalles tandis que sur le versant raide, l'appel u vide reste sans effet , les blocs étant calés. Au contraire vers l'extérieur, la mer a une action plus importante t plus indépendante des processus continentaux de « préparation ». Par sapement, elle agit surtout sur les pentes aides d'autant que leur exposition se fait vers l'Ouest, les flancs structuraux moins inclinés étant à peu près mmunisés. Théoriquement au moins on pourrait donc penser qu'à partir d'une ligne de fracture rectiligne uisse se développer un rentrant en forme de S étiré et tordu. En fait aucun exemple de ce genre n'a été observé, sans doute en raison d'une évolution encore trop timidement amorcée du côté de la mer. Un même type de « côte à redans » s'observe au Nord d'Aird Barvas dans un matériel également fissile où les plans structuraux nettement inclinés marquent profondément le modelé des falaises.

Les découpures du type « geo » sont fort nombreuses dans le gneiss. Rien que dans la petite île de Pabay More (West Loch Roag) longue de deux kilomètres, on compte sur la côte ouest plus d'une dizaine de geos bien développés. Généralement leur tracé est transversal par rapport à la ligne générale du rivage, mais quelques exemples de geos longitudinaux isolant de grands îlots rocheux ou de petites péninsules basses existent néanmoins en plusieurs endroits d'Eye Peninsula. Tous ces geos n'ont pas la régularité géométrique de ceux des Orcades ou du Caithness taillés dans le Vieux-Grès-Rouge, mais ils peuvent cependant être profonds et longs. Le Fidegeo (Eye), par exemple, épouse un dyke basique sur environ 100 m de longueur. Presque toujours, les geos correspondent à des petites failles et des fractures suivies ou non par des dykes. A défaut d'une zone de broyage caractéristique, la preuve en est donnée par la densité des diaclases qui est supérieure à celle des roches environnantes. Ainsi à Port Sto dans les gneiss de Butt of Lewis, les diaclases des roches saines comptées dans un plan perpendiculaire à celui des dalles, sont au nombre de 8-9 au mètre pour les saillants rocheux de la côte alors qu'elles dépassent 20 pour les geos (valeurs médianes). Il est normal dans ces conditions que ces derniers aient un tracé rectiligne et des bords à peu près parallèles. Si le plan de fracture n'est pas vertical mais incliné, les parois sont obliques avec un côté en surplomb, comme au Nord de Portvoller Bay où la chose est parfaitement visible. Il ne fait aucun doute que la formation des geos est le fruit d'une étroite collaboration entre des processus continentaux — gel et altération en particulier — et l'action de la mer. Le gneiss déjà fragilisé par les phénomènes tectoniques a été au cours du Quaternaire froid débité en blocs et fragments anguleux sous l'influence du gel, ce qui permettait à l'altération de progresser en isolant d'autres volumes qui devenaient à leur tour la proie de la gélifraction. Mais cette constante interaction ne pouvait pas se poursuivre indéfiniment et c'est là qu'il est nécessaire de faire intervenir la mer pour le renouvellement des surfaces d'attaque. Actuellement le rôle de l'érosion marine se limite dans les geos au dégagement des cailloux et blocs issus de la fragmentation de la roche, mais au Quaternaire son rôle de déblaiement conditionnait les progrès de l'approfondissement ultérieur. On peut imaginer que les variations du niveau marin et en particulier les remontées au cours des Interglaciaires ont du favoriser un bon récurage des geos qui avaient tendance à se boucher pendant les périodes glaciaires. Certaines parties supérieures sont d'ailleurs encore occupées par un amas de débris recouvert d'un manteau morainique, qui montre que la mer actuelle n'a pas récupéré toutes les positions antérieures. Au Quaternaire les geos ont donc été des lieux d'élection pour la fragmentation de la roche et grâce au dégagement par la mer ils ont connu un recul nettement plus accusé que les autres secteurs de la côte, même mieux exposés. Dans une côte rocheuse qui doit à la structure d'être basse, comme celle de Port Sto où les dalles sont inclinées vers la mer, il n'est paradoxal qu'en apparence d'avoir surtout des falaises dans les rentrants. Sur

les saillants, la mer travaille dans des conditions difficiles et s'est contentée de débarasser la roche de la mince couche de head pierreux ou de drift qui la recouvrait. Elle a bien, dans le détail, ciselé admirablement les plaques de gneiss qui s'écaillaient, mais au total, le bilan est assez faible. Au contraire, dans les geos, l'évolution continue efficacement comme le prouvent les gros paquets de roches effondrées récemment. Certes le matériel était préparé et l'évolution présente bénéficie de conditions préalables très favorables. L'action du gel ayant cessé, seule l'altération continue lentement le long des zones de fracture. Mais les geos restent pour le moment favorisés par rapport aux autres portions du littoral et la tendance n'est pas près de se renverser car la structure « en radier » à Port Sto n'est pas faite pour faciliter la tâche de l'érosion marine dans les zones de roches saines qui n'ont pas connu d'affaiblissement par la tectonique.

Après avoir analysé le rôle individuel des lignes de fractures et des plans de diaclases, on peut en second lieu envisager leur influence globale sur tout un secteur côtier, ce qui nous oblige à prendre en considération des notions statistiques de densité des fissures apparentes de la roche.

Si une relation indéniable existe entre la fréquence des diaclases dans le gneiss en place et la taille des galets qui jonchent le littoral, elle ne signifie pas que les cailloux soient directement issus de la roche saine. Dans la plupart des cas, des agents continentaux et tout particulièrement le gel, ont servi d'intermédiaire en préparant les volumes dont les dimensions étaient conditionnnées par la trame structurale locale. Il convient d'ailleurs de noter que dans une roche assez fissile comme le gneiss plus ou moins schisteux, c'est l'épaisseur et non la longueur des galets qu'il faut mesurer. Ainsi, à Portnagurran (Eye) c'est l'épaisseur médiane qui correspond à l'intervalle trouvé habituellement entre deux diaclases voisines de la roche en place. Les longueurs ne sont apparemment pas liées à un autre système de diaclases mais semblent plus simplement refléter un rapport avec l'épaisseur : la valeur en deçà de laquelle le galet se casse. Aux zones schisteuses appartiennent des galets plus plats que ceux des gneiss, donc plus fragiles et par conséquent plus courts *(fig. 80)*.

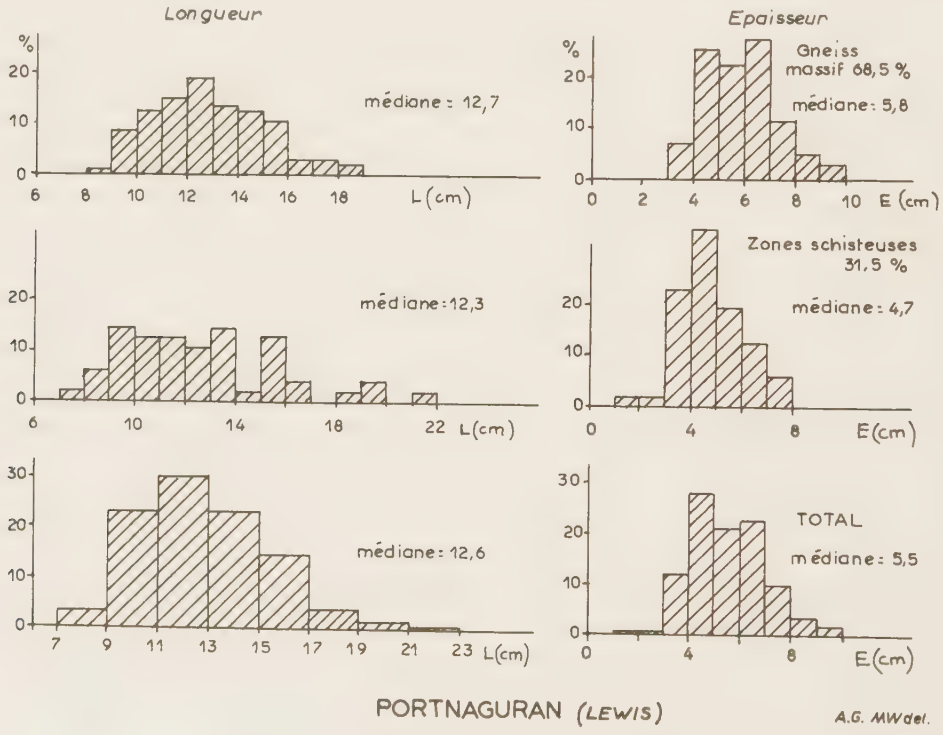


Fig. 80. — *Plage actuelle de Portnaguran.*
Longueurs et épaisseurs des galets de Lewisien.

Grâce aux variations de densité des plans qui divisent la roche en place, le gneiss acquiert une hétérogénéité qui retentit sur les formes littorales. De véritables phénomènes d'irrégularisation peuvent prendre naissance de cette manière. Tolsta Head en est un exemple. Les avancées sont constituées généralement de gneiss rose ou rougeâtre riche en feldspaths et peu fissile. Au contraire, les rentrants sont formés d'une roche gris foncé où les plans micacés sont abondants. Le gel quaternaire et l'altération se sont emparés de cette dernière catégorie lithologique en s'aidant réciproquement dans leur pénétration, de telle sorte que maintenant la roche se délite sur plusieurs mètres d'épaisseur en menus fragments anguleux limités par des plans brunâtres. La mer n'avait

plus qu'à exploiter les ressources de l'érosion différentielle en déblayant les roches éclatées, ce qu'elle ne pouvait faire qu'en accentuant les irrégularités de la côte. C'est en agissant de cette manière sur la côte nord-est de la baie de Dalebeg, qu'elle a fait apparaître toute une série de rentrants en arc de cercle bordés de falaises raides et séparés les uns des autres par des éperons qui restent alignés sur une faille.

En définitive, la densité des diaclases peut conditionner la vitesse de recul de tout un secteur de côte, à condition toutefois que l'exploitation et le fetch n'interviennent pas trop par leurs variations. La baie de Cunndal qui succède aux hautes falaises de Butt of Lewis a certainement une origine structurale de cette espèce. En effet, le fond est curieusement occupé par des falaises vives où gneiss et moraines reculent à peu près à la même vitesse (1) puisqu'aucune banquette ne sépare les deux formations. Cette anomalie s'explique par une densité de fissures qui varie de 16 à 32 au mètre et atteint 21 en médiane. Un pinacle qui subsiste en avant n'a que 10 diaclases au mètre. Le travail de l'érosion marine était rendu d'autant plus aisé que non seulement la baie est tournée vers l'Ouest, mais qu'elle débute par une zone de 6 à 8 m de large où la roche est complètement pourrie sur 3 m d'épaisseur. Cette fracture était déjà exploitée par l'hydrographie avant l'arrivée des glaciers puisque le manteau morainique fossilise un vallon à cet endroit. — Dans la baie de Port of Ness, le problème se pose en des termes très voisins. Comme à Cunndal, le fond recule davantage que les bordures et les falaises y recoupent aussi bien le socle que l'épaisse couverture de boulder-clay qui le surmonte. Aucun dégagement du contact entre les deux formations ne s'y observe alors que sur la bordure sud de la baie, au contraire, le gneiss est couramment exhumé sous forme de promontoires rocheux par une érosion marine qui se limite à un simple nettoyage. Dans le premier cas, la densité des diaclases dépasse 25, tandis que dans le second, elle est de l'ordre de 10 seulement. Notons cependant que le manteau morainique quand il est épais peut fausser les données. C'est le cas à la baie de Port Skegirsta où le drift sableux qui fossilise une ancienne vallée descend pratiquement jusqu'au niveau des hautes mers. Bien entendu, la mer qui respectait les promontoires rocheux de bordure n'a eu aucune peine à faire reculer le matériel glaciaire du rentrant.

En regardant les choses de plus haut, on s'aperçoit que sur la côte ouest toute la zone qui est en retrait par rapport aux avancées de Butt of Lewis et d'Aird Dell correspond à des gneiss schisteux fissiles et diaclasés. La limite est particulièrement nette vers le Sud car le passage du gneiss en dalles au Lewisien normal s'y accompagne d'une brutale avancée de la côte vers Aird Dell. La roche qui ne comporte plus d'abondants lits de minéraux noirs orientés devient plus massive et la densité des diaclases à proximité de Cobha Sgeir tombe à moins de 5 au mètre. Aussi les fragments de dalles sont-ils remplacés par de gros blocs cubiques dans les produits fournis par le débitage du gneiss.

Si la structure a une importance primordiale dans l'évolution du littoral, il ne faut pas pour autant négliger *le rôle de l'exposition et du fetch*. Ces deux facteurs étroitement liés se conjuguent pour créer sur des côtes à matériel homogène des oppositions qui seraient inexplicables autrement. La péninsule d'Eye par exemple montre une nette dissymétrie dans le sens nord-ouest - sud-est. Dans l'ensemble les côtes sont rocheuses mais celle qui regarde Broad Bay n'a que de modestes falaises car à l'exposition générale vers le Nord-Ouest assez favorable s'ajoute un fetch limité à 5-7 km dans cette direction. Ainsi s'explique qu'au Nord d'Aignish dans un materiel pourtant peu résistant de grès et shales gréseux la mer actuelle n'ait pas encore rafraîchi de vieilles falaises sur plus de la moitié ou même du quart de leur hauteur. Au contraire sur la côte sud-est favorisée par la longueur du fetch qui correspond ici à toute la largeur du North Minch, l'érosion marine a davantage mordu en créant d'importantes falaises dans le gneiss. La côte sud-ouest qui commence à Chicken Head présente des formes intermédiaires. Son exposition d'ensemble était la plus favorable, mais le fetch ne peut guère se développer vers le Sud-Ouest car on rencontre au bout de 7-8 km la côte de Lewis qui conduit à Raerinish Point.

A Tolsta Head, le fetch ne rentre guère en ligne de compte et ce sont les différences d'exposition qui commandent les oppositions de formes dans la presqu'île. Ici comme ailleurs sur les côtes occidentales d'Ecosse, les vents dominants et les plus forts sont de secteur sud-ouest. Aussi du côté sud, les falaises sont-elles plus uniformément élevées qu'au Nord et leur profil plus simple témoigne d'une évolution sur toute la hauteur, même si quelques glissements de paquets de roches bloquent momentanément le recul. Les grandes parois de gneiss récemment mises à nu et accompagnées en un endroit d'une sorte de cône d'éboulement où le matériel n'a pas encore été trié, montrent bien que cette évolution est actuelle. Du côté nord, par contre, le profil des falaises est composite avec un recul limité à la partie inférieure la plus raide. La partie supérieure figée correspond à des formes anciennes élaborées grâce à une position du niveau marin plus élevée que celle d'aujourd'hui. Elles se retrouvent un peu plus loin à Traigh Mhor en grande partie ensablées, émergeant à peine des dunes.

A une échelle plus générale, il devient difficile de juger du rôle de l'exposition car d'autres facteurs interfèrent. Les côtes occidentales du Nord de Lewis ne sont pas, comme on aurait pu s'y attendre, plus élevées que celles de la bordure du Minch et c'est même le plus souvent l'inverse qui s'observe. Cette apparente anomalie

(1) Il serait plus exact de dire que l'érosion marine fait reculer le soubassement gneissique suffisamment vite pour que les agents et accessoirement les vagues de tempête et les embruns n'aient pas le temps de dégager la couverture morainique.

tient sans doute partiellement au tracé d'ensemble du rivage nord-occidental qui est orienté dans une direction parallèle à celle des vents du Sud-Ouest. Mais ce sont surtout les influences tectoniques qui ont été déterminantes en donnant au plateau une terminaison brutale sur le Minch. La côte rectiligne à grandes falaises qui va d'Arnish à Raerinish Point suit le tracé d'une faille et il est significatif que les falaises les plus élevées du Nord de Port Geiraha à Cladach Diabale soient situées dans un secteur de côte rectiligne un peu en retrait par rapport à la vieille cicatrice du charriage qui sépare le Lewisien ordinaire du gneiss écrasé. La structure reprend donc la première place.

Nous n'insisterons pas sur *l'influence que peut avoir la topographie des roches polies* sur la morphologie littorale. Il est clair que sur la surface unie des roches moutonnées, la mer n'a guère de prise et que cette inefficacité va retarder le recul de la côte et l'évolution du rivage. Mais il ne faut pas perdre de vue que la présence d'une topographie continentale glaciée en contact direct avec la mer *enregistre* avant tout la lenteur des processus d'érosion marine; lenteur qui peut être le résultat provisoire de la présence d'une topographie en radiers à roches lisses d'origine glaciaire, mais qui peut aussi tenir à bien d'autres causes (structure, exposition, etc.). Si dans l'avancée qui est à l'Ouest du Loch Shawbost, les roches polies descendent jusqu'à la mer malgré une exposition convenable et un fetch pratiquement infini, c'est que la topographie glaciaire est bien ici une cause retardatrice. Il en est de même *a fortiori* à l'Ouest d'Aird Beg Bragor où l'exposition de plein ouest est encore plus favorable. Déjà à l'Ouest de Tobson (Great Bernera) on peut invoquer malgré l'exposition d'Ouest, le fetch très limité en direction du Sud-Ouest (2 km environ) pour expliquer la morphologie littorale faite encore de roches moutonnées. Mais sur la côte du Minch dans des baies rocheuses où toute la topographie est continentale, la présence de fausses falaises accompagnées de roches polies jusqu'au niveau de la mer, n'est le plus souvent que la traduction d'un retard dans l'évolution qui s'explique par des causes multiples. Dans la baie de Mol nam Braithrean, l'exposition à l'Est et une structure en bancs inclinés vers le large suffisent à rendre compte de l'inefficacité de l'érosion marine sans qu'il soit besoin de faire appel à des facteurs accessoires comme la topographie glaciaire. Le Loch Ouirn dont le versant nord s'adoucit au fur et à mesure qu'on se rapproche du débouché vers le large, montre d'ailleurs clairement que dans la région, la morphologie continentale a été fort peu transformée par la mer.

Quand, au contraire, les versants continentaux glaciaires sont nettement tranchés par les falaises marines, il faudrait bien se garder de croire que c'est obligatoirement l'indice d'une évolution actuelle rapide. Il ne faut pas oublier que pour les falaises marines comme pour les escarpements continentaux, la période tardiglaciaire a permis un recul accéléré sous l'action du gel. Une bonne part, sinon la plus grande part, de l'entaille faite dans des roches polies cohérentes appartient sans doute à cette période. Ainsi s'expliquent des caractères apparemment contradictoires observables dans certains secteurs côtiers abrités où des versants continentaux glaciés sont coupés à l'emporte-pièce par une falaise au pied de laquelle de gros blocs ouverts de végétation témoignent d'une évolution présente très ralentie.

Toutes les analyses précédentes laissent présager des différences considérables dans la valeur du recul de la côte. Il serait donc intéressant de préciser ces notions en dressant *quelques bilans locaux* d'évaluation du travail de la mer depuis la glaciation, compte tenu naturellement des différences de lithologie et d'exposition.

Dans l'anse large qui débute à la pointe de Rudha nan Sgarbh (Eye) la mer a rencontré des conditions très favorables. L'exposition se fait en plein vers le Sud-Ouest et le matériel — un gneiss traversé par de multiples diaclases qui ont permis à l'altération de pénétrer sur plus de 15 à 20 m par endroits — est dans l'ensemble fragile. Malgré un fetch limité à 7 km en direction du Sud-Ouest, la mer a pu façonner de hautes falaises (30 à 40 m) qui témoignent de l'importance du recul actuel dans le fond de la baie. La pointe de Rudha nan Sgarbh a semble-t-il mieux résisté. On peut essayer d'estimer la valeur du recul depuis la dernière période froide, en utilisant une particularité locale. Le rentrant est divisé en deux par un promontoire effilé qui a subsisté le long d'un dyke basique oblique et dont le sommet un peu plus bas que celui des falaises est curieusement entaillé par un petit cours d'eau se terminant en cascade. La moraine qui coiffe les falaises descend nettement vers l'axe du ruisseau. Nous avons donc là un ancien vallon plus ou moins beurré par la moraine et qui débouchait dans un rentrant dont la plus grande partie a été mangée par érosion marine, à l'exception justement de la pointe médiane qui offrait une meilleure résistance et correspondait en gros à l'axe du vallon. Le recul postérieur au dépôt de la moraine est donc au moins égal à la longueur du promontoire central — c'est-à-dire 50 m environ — et probablement un peu supérieur, car la cascade marque aussi un certain retrait à cet endroit.

De chaque côté de l'entrée de la baie de Dalebeg, des saillants de côte bénéficient d'un fetch pratiquement illimité en direction du Nord, du Nord-Ouest et de l'Ouest mais l'exposition la meilleure, — celle d'Ouest — est moins favorable que dans l'exemple précédent. En outre, le gneiss est en bien meilleur état. Grâce à la localisation des roches polies, il est possible d'apprécier le recul depuis l'époque glaciaire. Sur les caps les plus exposés, comme Aird Bianish, l'érosion marine s'est exercée de manière efficace en utilisant les grandes diaclases. Les falaises ont un profil convexe comprenant dans le haut une pente relativement douce qui n'est autre qu'un ancien

versant continental usé superficiellement par la glace, et dans le bas des escarpements grandioses développés suivant les principales fissures de la roche. Le recul est difficile à chiffrer, mais il doit être de l'ordre de 7-8 m au moins. Dès qu'on aborde les petits rentrants un peu moins exposés, on constate que le travail de la mer a été beaucoup plus réduit. Ainsi, non loin de Rudha na h Airde, un petit vallon nord-sud se termine par un « tremplin » de roches polies qui descend presque jusqu'au niveau des plus hautes mers, ce qui n'a pas empêché les vagues de pénétrer dans des zones de faiblesse de part et d'autre en détachant des blocs qui étaient déjà plus ou moins préparés par des processus continentaux. Le recul a varié ici de 0,50 m à 4-5 m.

Pour les côtes d'exposition est, le secteur situé au Nord-Est de Calbost, entre le Loch Ouirn et le Loch Grisort, peut être choisi comme exemple. Malheureusement, la structure avec bancs de gneiss inclinés vers le North Minch a une action perturbatrice qui diminue l'efficacité de l'érosion marine. Dans les rentrants, l'action de la mer a été pratiquement nulle depuis la glaciation et la baie de Mol nam Braithrean, pourtant largement ouverte, a une topographie exclusivement continentale. En dehors des rentrants, la morphologie reste en grande partie celle d'un versant glacié recoupant les bancs de gneiss. Ce n'est que dans les 4 ou 5 derniers mètres que commence la vraie falaise. Elle est de forme très irrégulière, car les vagues ont déchaussé les blocs qui glissent suivant les plans séparant les dalles.

Toujours en exposition est, mais avec un fetch limité à quelques kilomètres, le travail de la mer diminue encore, même si le matériel n'est pas très dur. La large baie de Coll Sands qui donne sur Broad Bay, est occupée par des falaises à profil convexe dans le bas qui entaillent les conglomérats. Mais les apparences sont trompeuses. La moraine qui par endroits descend très bas nous révèle la véritable identité de la falaise qui n'est qu'un versant — ou encore une ancienne falaise — plus ou moins exhumé du manteau de drift qui l'empâtait. L'attaque actuelle se limite à ce médiocre travail d'exhumation assorti parfois d'un petit raidissement dans les conglomérats à la base.

Par ces quelques exemples, se confirment les variations considérables de vitesse d'évolution d'un point à l'autre du littoral.

2. — LES MONTAGNES DU SUD DE LEWIS ET DE HARRIS

L'ensemble montagneux qui occupe la partie centrale des Hébrides externes, depuis le fossé médian de Lewis jusqu'au Sound of Harris, doit avant tout son originalité morphologique au rôle fondamental qu'y joue la structure. En premier lieu, le trait le plus caractéristique et le plus général du relief, la présence des montagnes, est — sauf peut-être au Sud-Ouest — un fait d'ordre essentiellement tectonique, au moins à l'origine, ce qui explique la netteté des limites de la région tant vers le Nord que vers le reste de l'archipel au Sud. En second lieu, toute l'organisation des éléments majeurs du paysage se fait suivant une trame fournie par les grandes lignes de broyage d'âge varié. Si la direction nord-sud est présente au Sud-Ouest de Lewis, et à North Harris, ce sont les orientations NW-SE et NNW-SSE qui prédominent largement dans tout Harris. Cette prépondérance à laquelle est due l'arrangement du relief de South Haris, tient à une coïncidence des déformations et cisaillements calédoniens avec les failles radiales du dispositif radio-concentrique tertiaire du Minch. Enfin en dernier lieu, le riche potentiel lithologique de la région qui ne comporte pourtant aucun élément de couverture au-dessus du socle, est mis en valeur dans un relief varié traduisant fidèlement les oppositions pétrographiques. Le canevas des affleurements est étroitement associé au dessin des accidents tectoniques pour les vieux sédiments transformés en paragneiss redressés et pour les intrusions anciennes. En revanche, pour les roches intrusives mises en place tardivement dans le gneiss — les granito-gneiss essentiellement — il est indépendant. Contrairement à ce qui s'observe dans la partie méridionale de l'archipel, le contraste entre le Lewisien normal et le gneiss broyé de l'Est n'a ici qu'un intérêt morphologique minime. Le tracé du charriage effleure bien la côte sud-est de South Harris d'après Jehu et Craig, mais les auteurs reconnaissent qu'il est très difficile à suivre et que le broyage le plus souvent n'est pas visible à l'œil nu dans une roche qui garde une apparence massive.

Les aplanissements comptent peu dans le paysage. Ils ont été tributaires de la lithologie pour leur réalisation, du réseau de failles pour leur conservation. Naturellement le canevas des lignes de fractures a imposé le dessin des cours d'eau et par conséquent les voies par lesquelles a pénétré la dissection. Les glaciers n'ont fait que suivre le chemin qui leur était préparé et ils le firent d'autant plus facilement que le tracé Nord-Ouest-Sud-Est de la plupart des failles correspondait en gros au sens de progression de la glace à travers le Minch et les Hébrides externes. Il est vrai qu'ultérieurement les montagnes après avoir canalisé la glace étrangère furent le siège d'une glaciation locale qui laissa quelques traces plus indépendantes des grands axes structuraux.

a. Le Sud-Ouest de Lewis

Les montagnes de granito-gneiss.

Le cœur de cette région bordée à l'Est par le Little Loch Roag et au Sud par le Loch Resort, est constitué par des montagnes de granito-gneiss qui dominent les plateaux de gneiss lewisien ordinaire des environs. La coïncidence entre la limite de la topographie et celle des affleurements est dans l'ensemble très satisfaisante. A l'Ouest en particulier, l'aplanissement pliocène représenté dans la région côtière souligne le contact car il ne nivelle pratiquement que des gneiss normaux et le knick qui sépare le bas plateau du versant de la montagne est fort bien marqué *(fig. 81)*. Dès que le granito-gneiss vient en bordure de la mer à Mealista. le niveau se réduit à une étroite banquette qui disparait rapidement vers le Sud. Au Nord, où Eddar Dha Fhasghail forme une véritable marche d'escalier, et au Sud-Est, des replats non structuraux, témoins réduits du niveau pliocène ont mordu un peu sur le gneiss granitique. Mais seul le pourtour de l'affleurement a été affecté et l'intrusion reste nettement en saillie par rapport aux collines ou plateaux gneissiques des environs. La butte du Suainaval qui domine la bordure ouest du Loch Roag marque la terminaison effilée « en corne » de l'affleurement vers le Nord-Est.

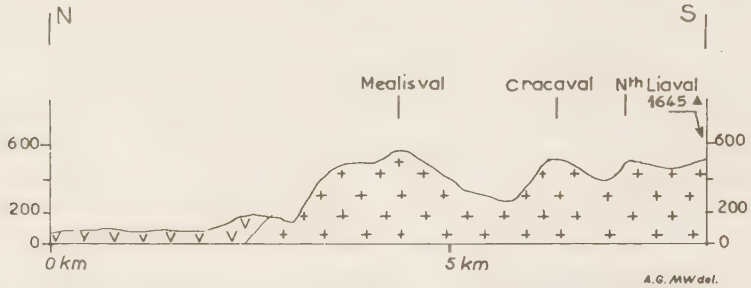


Fig. 81. — *Coupe montrant le contact entre le plateau côtier et les montagnes du Sud-Ouest de Lewis.*

Quels sont les facteurs qui commandent la dureté du granito-gneiss et lui ont permis de résister victorieusement aux attaques des deux derniers niveaux d'aplanissement ?

Au Mealisval qui est le point culminant de la région (575 m), la roche rougeâtre et à grain moyen ressemble à un granite à deux micas. Elle est du point de vue de la composition minéralogique, avantagée moins par sa teneur globale en quartz que par la présence d'une trame de petits cristaux emprisonnés entre les phénocristaux. En outre, le microcline en gros cristaux perthitiques est très abondant et forme plus de la moitié du total (quartz et microcline atteignent 85 %). Si les plagioclases sont rares, la proportion de biotite disposée en longues trainées n'est pas négligeable. Au total, l'analyse pétrographique révèle une composition favorable a une bonne tenue d'ensemble vis-àvis de l'altération, mais comparativement au gneiss lewisien, plus riche en quartz, les avantages minéralogiques ne nous semblent pas décisifs. Le paysage des montagnes de granito-gneiss avec ses sommets arrondis aux contours unis est d'ailleurs là pour nous rappeler que la roche ne s'est pas montrée tellement rebelle à la décomposition et nous verrons un peu plus loin que l'examen de dépôts issus de la moraine de fond montre une sensibilité de la roche aux processus d'altération un peu plus prononcée que celle du gneiss. Le facteur décisif nous semble être plutôt un caractère physique : la massivité. Au Mealisval, il n'y a aucun doute à ce sujet, car la pyramide lourde qui forme le sommet est occupée par des empilements d'énormes blocs d'allure géométrique séparés par des diaclases disposées en réseau orthogonal. La macrofissuration est très faible, inférieure à une diaclasse au mètre puisque les mesures de la longueur des blocs montrent que la médiane dépasse le mètre. 92 % des parallélépipèdes ont une longueur comprise entre 60 et 200 cm *(fig. 82)*. Resterait

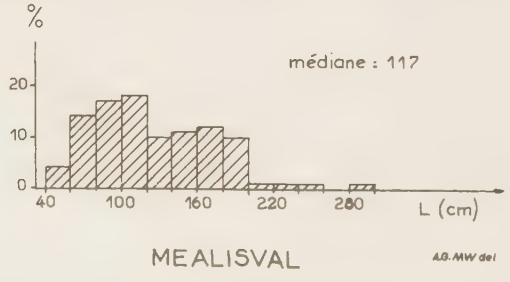


Fig. 82. — *Histogramme des longueurs des blocs du sommet du Mealisval (Lewis).*

évidemment à procéder à un examen systématique des coupes en position sommitale pour pouvoir confirmer cette hypothèse.

Du haut du Mealisval, on peut remarquer que toutes les montagnes environnantes ont une partie supérieure calme et douce qui leur donne une allure lourde. Le Tahaval a même un sommet tabulaire. Or depuis l'éperon du Mula Mac Sgiathain jusqu'au Griomaval, tous les sommets sont à une altitude remarquablement constante d'environ 500 m. De toute évidence, nous avons là les restes d'un ensemble nivelé par la surface intermédiaire, profondément disséqué par la suite, mais qui est le seul à avoir conservé les traces de cet aplanissement dans la région grâce à la résistance du granito-gneiss. L'élément de plateau qui sert de soubassement au Mealisval appartient à ce niveau; par contre la pyramide qui le domine s'en distingue nettement, à la fois par son altitude et par sa forme. Il peut sembler paradoxal qu'un volume saillant de roches résistantes se soit laissé entamer par de profondes vallées au point que l'aplanissement qui l'avait nivelé dans son ensemble soit seulement conservé sous forme de quelques témoins réduits. En fait, en plein cœur de l'intrusion granitique, une grande faille nord-sud qui joint Uig Bay au Loch Tamanavay a ouvert une voie de pénétration facile à deux bassins hydrographiques opposés par leur tête. Il y a tout lieu de penser que la dissection s'est faite à partir de la surface intermédiaire, puisque des vestiges sont conservés de part et d'autre de la faille à la même altitude. Cet accident de type méridien, que J.W. Gregory place tardivement dans son essai de reconstitution de l'évolution tectonique des Hébrides externes au Tertiaire [184 185], n'a en tout cas pas rejoué depuis l'élaboration de ce niveau d'érosion dont nous verrons, à propos de l'étude des régions volcaniques, qu'il est probablement d'âge oligo-miocène.

Une telle coupure a conditionné pour une grande part l'évolution des formes du Quaternaire, car la zone de broyage a été exploitée par la glace qui a façonné du côté nord une magnifique auge rectiligne bordée de parois discontinues mais parfois très imposantes et jalonnées par des ombilics comme celui du Loch Raonasgail. A l'Ouest de la faille, les sommets ont vu leur dissymétrie structurale renforcée par les phénomènes d'exposition climatique. Le Mealisval, par exemple, a une pente douce vers le Sud-Ouest constituée d'une série de pans lisses et nus substructuraux qui traduisent l'inclinaison du grossier « feuilletage » dans cette direction, tandis qu'au Nord-Est et à l'Est, il est bordé d'escarpements grandioses. Au contraire, les montagnes situées à l'Est de l'accident, le Teinnasval ou le Tahaval, présentent avec leur front raide tourné vers l'Ouest, une dissymétrie aberrante si l'on considère l'exposition des versants et leur évolution habituelle au Quaternaire.

La structure a donc exercé une influence tyrannique, moins par l'inclinaison des bancs de granito- gneiss vers le Sud-Est que par la mise en place d'une masse de roches brisées très sensibles à la gélifraction.

La pyramide sommitale du Mealisval avec ses empilements de blocs bordés de chaos sur les versants n'est pas sans poser un problème. Les blocs, dont nous avons vu plus haut la taille considérable, sont presque toujours de forme géométrique, anguleux mais avec des arêtes arrondies.La disposition originelle apparait très bien dans la roche en place. Celle-ci est traversée par deux systèmes de diaclases dont l'un proche de l'horizontale prédomine, de telle sorte que d'énormes dalles de forme parallélép pédique sont empilées les unes sur les autres. Sur les versants, les parallélép pèdes ont glissé et sont en vrac. De telles formes rappellent de très près certains « tors » que Linton a observés en Grande-Bretagne et interprétés — à juste titre semble-t-il — comme des vestiges d'une décomposition sur place au Tertiaire. Quelques exemplaires existent sur le Mailand en Ecosse du Nord (v. p. 271-272). Si au cours du Quaternaire froid, le gel a accéléré le détachement des blocs et si les processus périglaciaires ont contribué à mettre en place les chaos par mouvements de masse, on voit mal comment les épisodes froids auraient pu être responsables de la formation des empilements d'épaisses dalles de roche en place. Pour rendre compte de ce phénomène, il faut faire appel à un début d'altération et à une désagrégation, progressant suivant les diaclases en émoussant les angles à l'intersection des plans. Certains blocs de la base du chaos ont peut être été bousculés par le mouvement de la glace mais la partie sommitale a dû échapper à la glaciation en formant un nunatak car il n'y a pas de roches moutonnées dans toute la portion supérieure alors qu'elles abondent sur les croupes en contrebas. Soumise à un climat périglaciaire — il faudrait mieux dire supraglaciaire — la roche doit à sa grande massivité de n'avoir point été davantage fragmentée par le gel et d'avoir ainsi conservé des traces caractéristiques d'une désagrégation qui peut avoir commencé depuis longtemps puisque le Mealisval forme un monadnock au-dessus de la surface intermédiaire. La limite supérieure de la glace au moment de la glaciation générale devait approximativement se situer à 500-530 m. C'est dire que la pyramide devait émerger de l'inlandsis pour la plus grande part. Cette altitude concorde assez bien avec les observations faites au Clisham, sommet plus élevé situé un peu plus au Sud-Est dans le North Harris. Elle confirme l'amincissement du glacier vers les Hébrides externes, mais cette diminution d'épaisseur devait être encore plus marquée dans les parties plates de l'archipel au Nord et au Sud.

Les phénomènes glaciaires et fluvio-glaciaires de la bordure nord.

A côté de cette glaciation générale qui a abandonné un manteau de drift sur le plateau pliocène de la côte, des signes indiscutables, montrent que les montagnes du Sud-Ouest de Lewis ont été le siège d'une glacia-

tion de vallée. Grâce aux phénomènes glaciaires et fluvio-glaciaires de la bordure nord, qui ont d'ailleurs leur intérêt morphologique propre, on peut reconstituer deux stades dans cette glaciation.

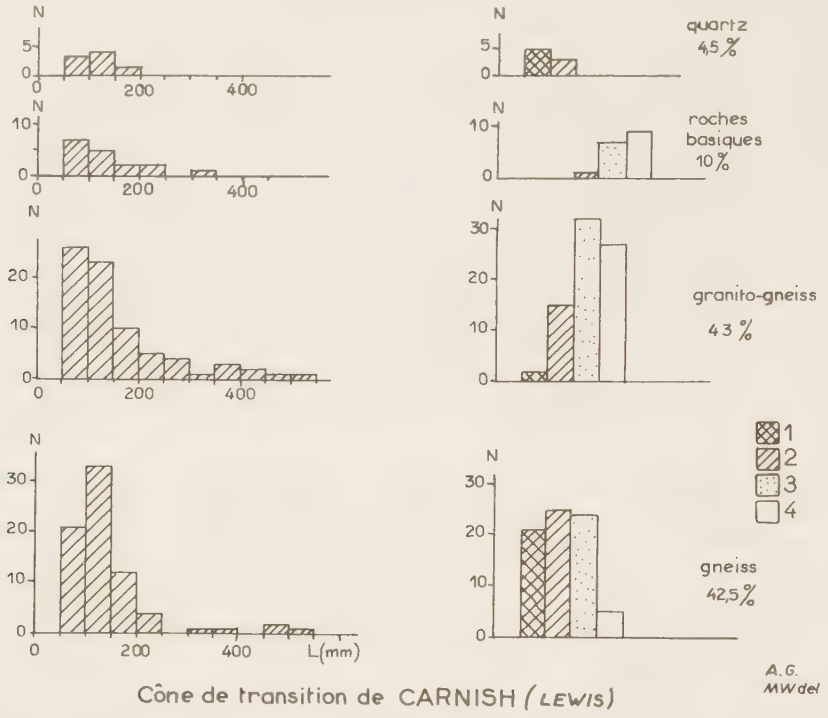


FIG. 83. — *Galets du cône de transition fluvio-glaciaire de Carnish (Lewis).*
Eléments supérieurs ou égaux à 50 mm. A gauche, histogramme des longueurs. A droite, émoussés approximatifs « à vue ». 1 : anguleux; 2 : subanguleux; 3 : mal arrondis; 4 : bien arrondis.

1) Au plus ancien, appartiennent les alluvions des environs de Carnish. Depuis l'échancrure de la baie de Camus Uig au Nord-Ouest du village jusqu'à la petite route B. 8 011, sur plus d'un kilomètre de long, se sont conservés dans un creux allongé du socle oblique par rapport à la ria rocheuse qui est à côté, de puissantes accumulations de cailloux, graviers emballés dans une matrice sableuse *(fig. 87)*. Le sommet du dépôt est irrégulier et comporte une série de petites bosses convexes qui rappellent la topographie morainique. Le matériel en lui-même est très hétérométrique. Tout en comportant une part importante de cailloux subanguleux et anguleux, la fraction grossière a un pourcentage considérable de galets plus ou moins bien arrondis, du moins pour certaines catégories lithologiques. Les différences d'émoussé suivant les roches sont intéressantes à relever car elles reflètent le comportement dans l'arrière-pays et plus particulièrement la sensibilité à l'altération avant la prise en charge par les glaciers *(fig. 83)*. Les roches basiques qui proviennent de bandes du Lewisien ou de dykes tardifs sont naturellement les plus sensibles et ont presque tous leurs cailloux émoussés contrairement aux quartz dérivant des gneiss ou des filons et qui eux sont tous anguleux ou subanguleux. Plus riche d'enseignements est le comportement du granito-gneiss par rapport au gneiss ordinaire : il se confirme que la première roche est plus altérable que la seconde, car non seulement ses cailloux ont un émoussé supérieur mais beaucoup d'entre eux sont dans un état de décomposition plus ou moins avancé. Certains sont même soumis à une exfoliation telle que le cœur apparait lui-même pourri. Si cette altérabilité nous surprend, la taille réduite des éléments de granito-gneiss comparée à celle du gneiss normal nous étonne encore davantage. En fait, ces particularités s'éclairent si l'on considère les dépôts comme issus d'un stock préalable d'altération constitué à la faveur de la zone de broyage qui est juste en arrière. L'échantillonnage des cailloux de granito-gneiss ne saurait donc être tenu comme représentatif de tout l'affleurement, mais seulement de la partie la plus fragile qui accompagne la grande ligne de faille méridienne qui a été utilisée par la dissection préglaciaire puis par les glaciers. L'examen de la fraction fine à la loupe bionculaire ne fait que renforcer un tel diagnostic car on constate parmi les quartz, et surtout aux grandes dimensions, une part non négligeable de grains qui ont subi un taraudage d'origine pédologique.

La mise en place de ces dépôts sablo-caillouteux issus du remaniement de régolites, pose un problème, car l'accumulation par ses caractères tient à la fois des moraines et des alluvions torrentielles. La présence de

lits alternativement sableux et caillouteux inclinés vers l'Est, c'est-à-dire vers la baie d'Uig, n'est pas exceptionnelle, mais l'angle d'inclinaison est trop variable pour qu'il soit possible d'y reconnaitre une sédimentation de type deltaïque. Au reste, l'hétérométrie des cailloux s'accorde bien avec le médiocre classement des sables que traduit une courbe cumulative bien différente de celle obtenue avec les dépôts fluvioglaciaires habituels *(fig. 84)*. Il faut voir dans ce dépôt qui peut atteindre 70 m d'épaisseur un type d'accumulation rapide dérivée directement de la moraine elle-même alimentée par un gros stock d'altération. La proximité du glacier ne fait guère de doute et l'hypothèse la plus simple et la plus plausible consiste à replacer le travail des eaux de fonte en bordure du glacier qui a occupé Uig Bay. Ultérieurement le dépôt a été disséqué du côté est par le cours d'eau dont la partie inférieure avait été bouchée. Amené ainsi à se déplacer vers l'Est, la rivière a creusé dans la roche ou utilisé une vallée maintenant partiellement ennoyée et qui a été empruntée par la glace — comme le montrent les roches polies et les moraines terminales dans le fond — au cours d'un stade glaciaire plus tardif.

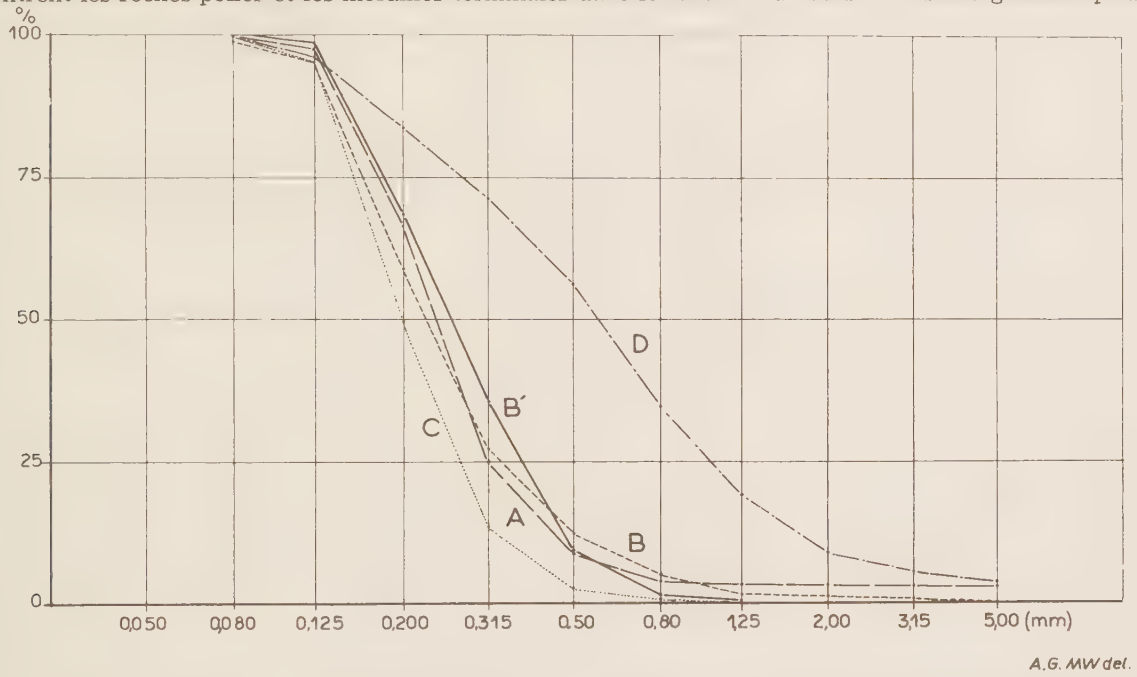


Fig. 84. — *Courbes granulométriques cumulatives de quelques formations sableuses des Hébrides externes.* Echelle semi-logarithmique.

	Médiane	Q d Φ	So
A : sable de « machair » plat, Liniclett (Benbecula).	0,240	0,45	1,38
B : sable de « machair », zone interne, 200 m W Ormaclett Castle (South Uist)	0,228	0,55	1,48
B' : sable de « machair », zone moyenne plate, 600 m W Ormaclett Castle	0,260	0,55	1,48
C : sable de « machair » remanié par le vent, zone externe, sommet d'une dune 1 km W Ormaclett Castle (South Uist)	0,198	0,43	1,36
D : sable du cône de transition de Carnish, Uig Bay (Lewis)	0,570	0,97	1,96

Les moraines qui bordent Uig Bay au Sud vers Ardroil sont malgré leur altitude plus basse, en gros, contemporaines des dépôts de Carnish car elles ont été apportées par le glacier qui occupait la baie. L'examen de plusieurs coupes ne fait que corroborer ce qui a été dit plus haut à propos du rôle de l'altération préalable dans la constitution du matériel. A quelques rares exceptions près, les cailloux sont ici anguleux ou subanguleux et les différences systématiques suivant la nature lithologique ont disparu. Pourquoi le granito-gneiss réagit-il autrement qu'à Carnish ? Parce qu'en arrière il n'y a pas de grandes ligne de faille et donc pas de division de la roche par des plans ouvrant la voie aux processus de décomposition. La phase de « préparation » chimique a donc manqué et son absence retentit sur la forme des cailloux.

2) Encore différentes sont les caractéristiques des moraines terminales qui occupent les parties inférieures des vallées de l'Amhuinn Caslavat et du Loch Stacsvat, La moraine de l'émissaire du Loch Stracsavat peut servir d'exemple. Appuyée sur un verrou, elle donne naissance à une série de collines convexes qui correspondent aux dépôts les plus externes de la dernière glaciation de vallée. Le matériel étonnamment pauvre en matrice sableuse est constitué presqu'exclusivement par des cailloux et des blocs anguleux très sains ou dominent

de manière écrasante les granito-gneiss. Cette monotonie dans la composition lithologique reflète étroitement les conditions locales de l'alimentation du bassin. A ces éléments dûs évidemment au travail du gel, s'ajoutent quelques blocs plus arrondis, de composition plus variée, d'origine plus lointaine qui ont été empruntés à la moraine de fond. Ainsi s'explique-t-on que les gneiss puissent fournir proportionnellement plus de débris arrondis que les granito-gneiss *(fig. 85)*. Ces moraines tardives montrent clairement par leur matériel que le stock d'altération n'avait pas eu le temps de se reconstituer pendant l'interstade ou l'interglaciaire précédant leur dépôt.

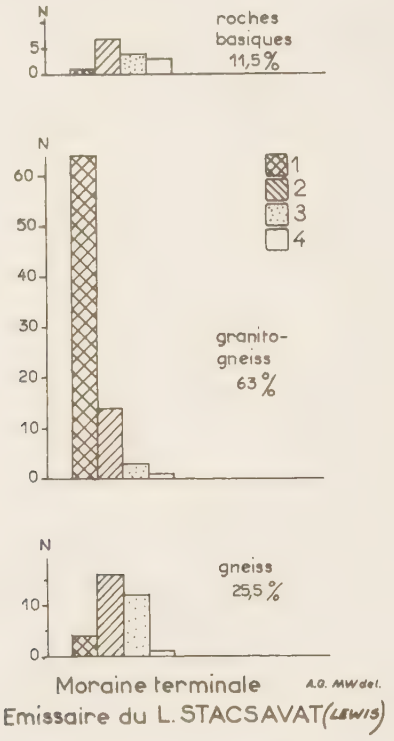


FIG. 85. — *Emoussés « à vue » des cailloux de plus de 50 mm compris dans la moraine terminale de l'émissaire du Loch Stacsavat (Lewis).*
1 : anguleux; 2 : subanguleux; 3 : mal arrondis; 4 : bien arrondis.

La curieuse vallée du Glen Valtos qui prend naissance brusquement à l'Est d'Uig et débouche dans le loch Roag à Meavig est à rattacher au stade le plus ancien de la glaciation de vallées. Calquée sur une grande zone de broyage ouest-est, elle n'a connu qu'une exploitation imparfaite et tardive contrairement aux vallées NW-SE dont la direction coïncidait avec le sens de l'écoulement général de la glace d'inlandsis. La comparaison de la vallée du loch Sgailler qui elle aussi épouse une ligne de faille avec la partie orientale rectiligne du Glen Valtos est éloquente. Dans le premier cas, un large déblaiement de la roche broyée et altérée par le cours d'eau préglaciaire puis par la glace a permis au gel de s'attaquer aux roches saines des versants où la densité des diaclases était relativement faible. Ainsi ont été nourris les éboulis assez grossiers qui sont au pied des escarpements. Dans le second cas, le dégagement est beaucoup plus tardif et incomplet et une abondante pierraille d'éboulis fins a été alimentée par la zone de broyage que suit l'étroite vallée. Les longues coupes des carrières d'exploitation permettent d'ailleurs de constater que l'éboulis n'est qu'un placage sur la roche en place fragilisée dont la pente de 35° environ est parallèle à celle de la surface topographique.

Il y a dans le modelé du Glen Valtos des aspects insolites qu'on ne peut manquer de souligner. Le Glen commence brusquement à l'Ouest par une entaille dans le plateau vers 45-50 m. A noter qu'à cet endroit la moraine de fond plaquée sur le versant nord recouvre sur 2 m environ la roche brisée : un talweg était donc déjà esquissé avant l'arrivée de la glace. L'encaissement rapide n'aboutit pas à la formation d'une véritable gorge mais plutôt d'une vallée à versants raides et à fond plat *(fig. 86)*. On y observe des méandres encaissés typiques qui ont été, au moins du côté nord, calibrés par les limites de la roche massive. Dans les lobes convexes subsistent d'importants volumes de roches brisées et altérées. De curieuses niches à flancs abrupts et à fond plat débouchent du côté sud presqu'au niveau de la vallée principale dont elles ne sont séparées que par une mince cloison rocheuse. Analogues

à des cirques-miniatures et longues de quelques dizaines de mètres seulement, elles se terminent brusquement à l'amont par des parois rocheuses que franchissent par des cascades les affluents qui les empruntent. Du côté nord, les ruisseaux arrivent dans le glen par des cônes de déjection anciens caractéristiques. A l'aval d'un grand méandre, on est surpris de constater qu'au beau milieu de la vallée subsiste une pellicule de 0,50 m de moraine à matrice terreuse brune emballant des blocs et des cailloux de gneiss qui ne peuvent provenir des éboulis des versants, car certains ont leurs arêtes émoussées. Ce manteau morainique ne peut pas être confondu avec la moraine de fond observée en amont, pas plus qu'avec une moraine terminale du type décrit sur l'émissaire du Loch Stacsavat. Son âge est intermédiaire et doit correspondre au stade où la glace occupait la baie d'Uig. Plus à l'Est, en aval, le Glen change de caractère et devient une vraie gorge rectiligne bordée d'éboulis fins qui matérialisent le passage de la zone de fracturation — large de 50 m au moins — accompagnant la faille.

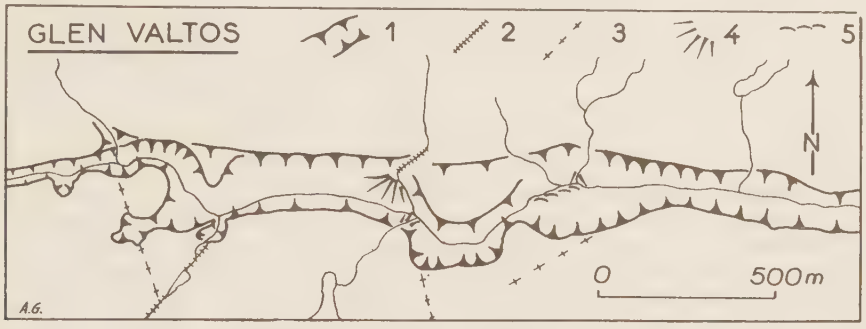


Fig. 86. — *La gorge du Glen Valtos (Lewis).*
1 : bordures de la gorge (la densité et la taille des barbules sont proportionnelles à la raideur et à la hauteur des versants); 2 : creux de fracture; 3 : dépression rectiligne en rapport avec une fracture; 4 : cône de déjection; 5 : moraines du fond du Glen.

Que le Glen Valtos ait été en grande partie creusé rapidement par les eaux de fonte issues d'un glacier occupant Uig Bay ne fait guère de doute. La présence d'un arrière-pays montagneux explique que la déglaciation ait été plus tardive à l'Ouest qu'à l'Est et qu'ainsi ait pu fonctionner un écoulement se faisant dans le sens inverse de la topographie d'un bas plateau doucement incliné vers Uig. Faire appel, comme Jehu et Craig, à un lac de barrage par le manteau de moraine de fond ne semble pas indispensable, car la glace elle-même a pu jouer le rôle d'un obstacle en bordure duquel se sont accumulés les dépôts de Carnish *(fig. 87)*. Le glacier a du reste occupé la moitié supérieure du Glen Valtos en chevauchant les rives convexes des méandres du chenal d'eau de fonte sous-glaciaire et en calibrant au besoin un peu la vallée. Les niches correspondent à des esquisses de gorges affluentes exploitées le long de lignes de fractures secondaires. Quant aux cônes de déjection anciens, ils traduisent le travail d'une dissection qui s'est poursuivie tardivement en fin de période froide. Actuellement, les formes sont à peu près fixées. A la complexité du modelé correspond donc une variété de processus dans lesquels il faut faire intervenir une amorce de creusement préglaciaire, une profonde incision des eaux de fonte combinée en amont avec une légère transformation par la glace et prolongée par une dissection torrentielle. Reste une difficulté dans cette interprétation : nulle trace de dépôt fluvio-glaciaire caractéristique ne s'observe au débouché de la gorge à l'Est.

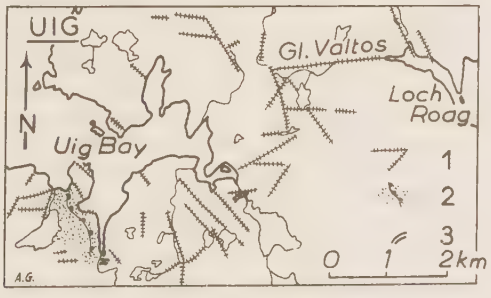


Fig. 87. — *Les environs d'Uig (Lewis).*
1 : creux de fracture dans le gneiss; 2 : restes des dépôts sablo-caillouteux de Carnish avec la bordure du talus de dissection; 3 : moraine terminale.

b. **North Harris** (1)

C'est dans cette région que s'alignent suivant une direction WNW-ESE les principales montagnes des Hébrides externes. Il n'y a pas à proprement parler une crête unique, mais plutôt une région d'interfluves qui se suit depuis la Forest of Harris jusqu'au district de Park (SE de Lewis). Effectivement la continuité de l'ensemble est interrompue par une série de profondes coupures méridiennes provenant de vallées à tête opposée parmi lesquelles la plus importante, celle du loch Seaforth, est transformée en fjord par l'ennoiement de la mer.

Dans ces montagnes, le potentiel offert à l'érosion différentielle est pauvre et *les différences lithologiques* comptent assez peu dans la morphologie. Il est vrai que les grands contrastes pétrographiques manquent dans un socle assez uniforme constitué essentiellement de gneiss lewisien ordinaire passant progressivement vers l'Ouest à un granito-gneiss. Ce dernier, comme dans le Sud-Ouest de Lewis, domine nettement le gneiss dans l'île de Scarp. Mais dans la Forest of Harris, les deux roches sont nivelées par les mêmes aplanissements étagés, quoique le contact ait été remis en valeur le long des vallées du Glen Ulladale et du Gleann Chliostair. La limite indiquée par Jehu et Craig [237] est assez conventionnelle et sa valeur n'est qu'indicative, car si les veines de granite sont nombreuses à l'Est dans le gneiss, en revanche ce qu'il est convenu d'appeler à l'Ouest granito-gneiss n'est souvent qu'un gneiss traversé par des bancs quartzo-feldspathiques. Il ne faudrait pas croire que le secteur de gneiss granitique du Loch Leosaid doive à la lithologie sa position déprimée par rapport aux montagnes de Lewisien qui le dominent au Nord-Est. Le grain et la composition minéralogique sont, à peu de chose près, les mêmes qu'au Mealisval, mais plusieurs grandes lignes de faille par leur convergence expliquent la présence du creux local. Ni les hauts sommets de North Haris — de Tirga More au Clisham — ni les paliers qui les accompagent en contrebas ne trahissent des oppositions lithologiques.

Un question vient alors à se poser. Pourquoi dans le même gneiss lewisien se trouvent les plus hautes montagnes d'Harris — le Clisham en particulier — et le bas plateau du Centre-Sud de Lewis ? La nature de la rupture de pente qui sépare les deux régions a déjà été discutée plus haut et nous avons vu qu'elle était très probablement d'ordre tectonique. Un examen du socle au Clisham ne fait que corroborer cette idée. En effet, au sommet, le gneiss est formé d'épaisses dalles pour lesquelles la densité des plans de séparation (médiane = 8) est à peu près du même ordre que celle des diaclases dans les deux autres plans perpendiculaires. La roche n'est donc pas très massive. De plus, l'analyse pétrographique révèle que les plagioclases et la biotite sont abondants (respectivement 40 et 15 %) et que les cristaux de quartz sont souvent craquelés et fissurés. L'opposition entre la région montagneuse et le bas plateau qui la borde au Nord ne semble donc pas tenir à des questions de fisuration de la roche ou de composition minéralogique et c'est donc bien la tectonique qu'il faut rendre responsable de ce grand contraste.

La tectonique joue certainement le rôle essentiel dans la morphologie de North Harris *(fig. 73)*. La région est hachée par des failles qui apparaissent de différentes manières dans le paysage : tantôt sous forme de grands escarpements rectilignes, tantôt sous l'aspect de vallées allignées, bout à bout qui donnent au paysage des axes en creux d'une continuité remarquable.

Les exemples d'escarpements d'origine tectonique ne manquent pas. Un des plus beaux est le Sgùrr Scaladale énorme mur mal articulé, grossièrement rectiligne en profil et qui atteint 300 m de haut par endroits. Tourné vers le NNE, il jalonne le passage d'une grande faille qui se poursuit au Nord-Ouest par un alignement de cols et de vallées et tranche vers le Sud-Est le flanc de la colline allongée de Toddun. Le Creag Mò est un escarpement moins grandiose qui ne dépasse guère 100 m de haut, mais il est absolument rectiligne et formé d'une paroi d'une simplicité schématique orientée Nord-Sud et bordée d'éboulis. Sgaoth Ard est aussi un excellent exemple. Il constitue le rebord d'un bloc basculé et son profil rompu par une banquette s'explique par le tracé d'une importante faille d'orientation Nord-Ouest - Sud-Est. Au Sgaoth Iosal d'allure plus géométrique, la faille est de direction Ouest-Sud-Ouest - Est-Nord-Est.

Pour tous ces accidents, la netteté des formes dans un matériel homogène implique des mouvements ou du moins des rejeux récents, car si le gneiss est dans l'ensemble une roche résistante qui se prête bien à la conservation du modèle originel, il ne peut expliquer la fraîcheur extraordinaire de certaines parois. Evidemment, en exposition est ou nord, les versants escarpés ont évolué au Quaternaire et le gel en détachant les blocs qui alimentent les éboulis leur ont imprimé un profil concave. Mais il est frappant de constater que les éboulis sont en général minces et discontinus. Les parois nues abondent et au Sgaoth Iosal par exemple, la roche en place de l'escarpement incliné à 45° environ descend presque jusqu'en bas, c'est-à-dire un peu au-dessus du

(1) Ce secteur — rappelons le — est largement soudé à Lewis vers le Nord, tandis que du coté Sud, il s'individualise nettement par rapport à South Harris, séparé qu'il est de ce dernier par l'étranglement de Tarbert.

niveau du lac. Il faut donc en conclure que les glaciers ont nettoyé correctement les éboulis des versants et qu'après leur disparition l'évolution tardiglaciaire et postglaciaire a été très faible. Mais, au total il semble bien que le recul des versants de ces reliefs tectoniques ait été, pendant la période froide, d'importance assez limitée.

Des déplacements tardifs le long de certaines failles auraient l'avantage d'expliquer l'incohérence qui préside apparemment à la répartition des altitudes des niveaux d'érosion. Pourtant l'existence de ces aplanissements ne peut être mise en doute, car ils sont facilement identifiables par les bancs de gneiss tronqués. Un très beau vestige d'âge vraisemblablement prépliocène subsiste par exemple depuis Clett an Ruisg jusqu'au Toscaram en formant une banquette en arc de cercle autour du Toddun. Le Clisham domine un plateau où sont reconnaissables dans toutes les directions, sauf à l'Ouest, des restes de surface intermédiaire. Celle-ci est assez bien représentée dans la région et à l'Est du Loch Seaforth dans la péninsule de Park, mais elle est souvent difficile à suivre en raison des dislocations. A l'Ouest, elle ne paraît pas trop dérangée et se trouve généralement à une altitude comprise entre 460 et 400 m. Par contre, à partir du Clisham vers le Nord-Est et Sud-Est, règne une certaine confusion qui provient de l'augmentation du nombre des failles et peut-être de l'accentuation de leur déplacement au voisinage du Minch.

Un bloc limité au Nord par le Sgaoth Iosal et le Sgaoth Ard semble avoir basculé les restes de surfaces intermédiaires et d'aplanissement écossais vers le Sud-Est (1); mais n'est-ce point là une simple apparence ?

Toute reconstitution ne peut être que très fragile en l'absence de dépôts corrélatifs d'autant qu'une carte précise des failles manque encore pour le moment. Nous pouvons seulement affirmer en toute certitude que les aplanissements ont été découpés en une véritable mosaïque qui rend précisément très délicate toute interprétation concernant leurs vestiges.

En outre, le niveau pliocène qui s'est largement développé en bordure du West Loch Tarber, dans les presqu'île d'Arda Beaga et Arda Mora en profitant de l'existence d'un compartiment abaissé, a mordu un peu sur la faille limite. Ici tout au moins, un rejeu très récent de l'accident ne peut pas être envisagé.

Si l'influence directe de la tectonique sur le modelé peut faire l'objet de discussions, son rôle indirect est indéniable car bien des traits majeurs du relief sont conditionnés par la présence de grandes zones de broyage accompagnant les plans de faille. Comme nous allons le voir, les vallées de ligne de faille étaient déjà bien creusées avant la période froide du Quaternaire et leur réseau au dessin géométrique a guidé le cheminement des glaciers, en particulier celui des glaciers locaux originaires des montagnes de North Harris.

Il est d'autant plus capital d'apprécier l'importance *des transformations opérées au Quaternaire* que North Harris par son relief montagneux a certainement été la région la plus favorisée à cet égard dans les Hébrides externes. La glace s'est maintenue là plus longtemps qu'ailleurs et la période froide a marqué plus profondément le modelé que dans les autres îles de l'archipel. Les cirques sont relativement nombreux, de belles vallées en auge isolent les massifs et l'une d'elles a été transformée en fjord. Mais il serait dangereux de se fier trop aveuglément à ces apparences. Tout d'abord, les sommets les plus élevés des montagnes ont un modelé surprenant qui ne porte pas de traces de la glaciation. De l'Ullaval au Clisham, ce sont des crêtes de gneiss assez aiguës et déchiquetées, généralement symétriques, qui reposent à une altitude assez constante de 580-620 m, sur des éléments étroits de plateaux à topographie calme. Ces replats d'érosion qui représentent les résidus d'un vieil aplanissement contrastent vigoureusement avec les versants sommitaux à l'allure élancée. Dans le granito-gneiss, le Tirga More a une forme plus lourde. Mais au Clisham lui-même, par contre, la succession de chicots ressemble de loin à un reliefs de schistes. Naturellement, inclinaison des bancs de gneiss et contrastes d'exposition interfèrent pour faire varier la raideur des versants et quelques dissymétries passagères, comme on peut le constater entre le Mulla fo-dheas et le Clisham.

De la même manière qu'au Mealisval, les grosses dalles superposées, soudées ou non, qui constituent le sommet du Clisham ne portent pas de traces de polissage par la glace. Les roches moutonnées ne commencent que plus bas vers 580 m seulement, ainsi que l'avaient déjà signalé Jehu et Craig [237]. D'après ces deux derniers auteurs, on peut trouver les roches polies jusqu'en haut du Sgaoth Ard qui monte à 557 m. Il est donc logique de déduire que le Clisham, et par analogie les autres crêtes de même modelé situées plus à l'Ouest sur un soubassement de même altitude, ont émergé de l'inlandsis en formant des nunataks. Compte tenu des éboulis qui masquent l'angle de base des crêtes, on peut fixer approximativement l'altitude maximale atteinte par la glaciation générale à environ 600 m. Cette valeur cadre bien avec celle de 500-530 m qui avait été calculée pour le Mealisval, nettement plus au Nord-Ouest. Le modelé des crêtes sommitales est de type supraglaciaire et doit la plupart de ses caractères à l'action du gel qui a souligné ainsi le contraste préglaciaire opposant les hautes surfaces aux pyramides qui les dominaient. L'absence de ce genre de forme à l'Est du Loch Seaforth sur les hauteurs de Park où en raison d'une altitude insuffisante la glace a tout recouvert, nous paraît significative.

(1) Le compartiment du B. à Chaolais a peut-être réagi de manière indépendante car une faille méridienne suivie par les Laxadale Lochs est visible à Urgha au verrou que franchit l'émissaire.

En dessous de cette limite, quel a été le travail de la glace ? Elle a contribué à accentuer ou à créer certaines dissymétries dans les formes des collines et des versants. Ainsi l'inlandsis qui voyageait du Sud-Ouest au Nord-Est a exagéré le profil asymétrique du Liuthaid qui est essentiellement d'ordre structural. A l'arrachement s'est jointe l'action du gel pour raidir le côté nord. De la même manière peut s'expliquer le contraste des versants du Loch Seaforth moyen : il provient avant tout de l'inclinaison des bancs de gneiss vers le Sud-Est mais le glacier en traversant la vallée suivant une direction à peu près perpendiculaire à son axe a accusé les oppositions. De nombreux exemples de dissymétrie structuro-glaciaire existent dans North Harris : à Seaforth Island notamment. Quand la structure et le sens d'écoulement de la glace ont eu un rôle antagoniste, c'est généralement la structure qui l'a emporté mais pas toujours. Ainsi la terminaison méridionale de la colline de Torasclett est moins raide du côté nord-ouest que du coté sud-est malgré une inclinaison du gneiss vers cette dernière direction. Il est vrai que l'arrachement de la langue glaciaire descendue du Glen Lingadale comptait peu par rapport au creusement le long de la vallée occupée par les Laxadale Lochs.

Si les cirques ne sont pas rares dans North Harris, ils ont souvent des formes émoussées et peu fraîches que Panzer avait interprétées comme celles d'un âge antérieur au passage de l'inlandsis. Mais les preuves manquent à l'appui d'une telle affirmation. Le gneiss lewisien se prête assez mal à un modelé caractéristique, comme nous l'avons signalé à plusieurs reprises dans la région côtière du Nord-Ouest écossais et il est plus vraisemblable d'admettre que tout en ayant continué d'évoluer au cours des glaciations de vallée les cirques de North Harris n'ont fourni au Tardiglaciaire qu'une alimentation dérisoire en débris, d'où la rareté des éboulis. Quelques exceptions sont à signaler du reste et plus particulièrement le cirque qui est au Nord-Ouest de Clisham où la roche fragmentée des parois a laché de nombreux blocs et cailloux.

C'est surtout dans les vallées que le travail des glaciers est intéressant à considérer. Par quelques exemples nous verrons que dans les résultats des disparités énormes existent d'un point à l'autre et que l'efficacité du creusement est loin d'avoir toujours été celle qu'on était en droit d'attendre d'une région montagneuse qui porte tant de marques de l'érosion glaciaire.

Le Loch Seaforth doit sa forme bizarre et son allure composite à la réunion par submersion de trois vallées à tracé différent. La partie moyenne qui n'est que le prolongement de la vallée de la riv. Scaladale assure la jonction des deux branches supérieure et inférieure rectilignes qui épousent chacune une grande ligne de faille. La partie inférieure orientée NNW-SSE mérite vraiment le nom de fjord avec sa largeur bien calibrée, ses versants raides qui plongent directement dans la mer et un petit ombilic séparé du North Minch par un seuil marqué. Mais en dépit de son unité apparente, cette portion méridionale qui traverse l'ancienne ligne de partage des eaux joignant North Harris à Park n'est due qu'à la soudure de deux têtes de drainage opposées : l'un des réseaux coulant vers l'emplacement du North Minch, l'autre vers le Nord-Est, c'est-à-dire vers la branche moyenne du loch actuel. Les restes d'aplanissement pliocène qui accompagnent le loch à partir de la latitude de Maaruig vers le Nord en font foi. C'est à la portion supérieure de ce dernier bassin maintenant disloqué qu'il faut rattacher des vallées comme celles des rivières Vigadale, Scaladale et sans doute Maaruig ainsi que le chenal situé à l'Est de Seaforth Island qui a gardé intacts ses versants de vallée fluviatile.

Les glaciers ont donc réuni en un seul fjord aux formes simples et caractéristiques des éléments hétérogènes d'anciens réseaux hydrographiques. Mais ce travail a été étroitement conditionné par la présence d'une grande zone de broyage. La comparaison des deux bras de mer qui enserrent Seaforth Island est très significative à cet égard : à l'Ouest une véritable auge ennoyée à versants escarpés suit le tracé de la fracture sans s'intégrer dans l'ancien réseau; à l'Est en revanche une vallée fluviatile a été fort peu transformée par la glace car elle était en dehors du passage de la faille. Il est vrai que l'alimentation du massif du Clisham meilleure que celle de Park, favorisait le creusement du bras occidental à condition d'admettre que le glacier de Scaladale renforcé par celui de Vigadale s'avançait non seulement en ligne droite vers le Nord-Est dans la partie moyenne du Loch Seaforth, mais diffluait vers le Sud-Est en utilisant la ligne de broyage. Autrement dit, malgré une orientation peu favorable puisqu'elle est presque perpendiculaire à la direction des vallées qui y débouchent à l'Ouest. le Loch Seaforth inférieur a certainement été calibré par les glaciers de vallées issus des montagnes de North Harris : Saladale et Maaruig en particulier. Il est difficile de retenir la proposition de Jehu et Craig qui rendent la nappe principale de glace venant du Minch responsable du façonnement du fjord sous prétexte que son déplacement s'accorde mieux avec l'orientation du Loch Seaforth [237]. En effet, on voit mal pourquoi le creusement se serait arrêté brusquement à proximité d'Aline Lodge alors que la faille se poursuit vers le NNW le long des vallées de l'Amhuinn à' Mhuil qui prolonge exactement le Loch Seaforth inférieur. Dans ce vallon, le gneiss brisé et altéré sur une profondeur d'au moins 5 m (base non visible) est recouvert par un manteau de moraine de fond qui fossilise partiellement l'ancien talweg de ligne de faille. Il est clair qu'un glacier remontant le Loch Seaforth du Sud-Est au Nord-Ouest en ramonant profondément la zone de fracture n'aurait pas laissé les choses dans cet état. Pour le glacier issu de la vallée de Scaladale, c'est plus compréhensible car gêné dans son écoulement vers le Nord-Est par son voisin de Vigadale qui progressait aussi dans cette direction, il diffluait vers le Sud-Est en façonnant le chenal qui borde Seaforth Island à l'Ouest. Nous ignorons quel était l'état exact de creusement des vallées à l'emplacement du Loch Seaforth inférieur, mais il est certain que

les glaciers ont participé activement au façonnement de ce qu'on peut appeler un fjord. Pour que se réalise un tel relief assez exceptionnel malgré tout dans les Hébrides externes, il fallait qu'une série de conditions soient rassemblées : des glaciers de vallées bien alimentés, grâce à la proximité immédiate des montagnes, étaient canalisés dans leur écoulement par une grande zone de broyage qui avait déjà été en partie exploitée au Préglaciaire. L'exemple de l'Amhuin à Mhuill nous montre qu'il faut bien peu de choses pour qu'une vallée typiquement modelée par la glace fasse place à un talweg où le travail des glaciers a été pratiquement nul. Faute de la réalisation d'une des conditions énoncées ci-dessus, le travail glaciaire sera le plus souvent d'une surprenante inefficacité, comme vont nous le montrer d'autres exemples.

Au NW du Loch Leosaid, se fait le passage d'une grande faille orientée NW-SE qui se suit d'une côte à l'autre, du Loch Resort au West Loch Tarbert : énorme coupure qui se traduit dans le paysage par une série de dépressions rectilignes bien marquées. Or, non loin du débouché de la riv. Leosaid dans le loch, une longue carrière permet de voir le passage progressif dans le gneiss granitique, de la roche saine qui forme des escarpements de versants à une roche broyée de plus en plus décomposée qui donne les pentes plus douces en contrebas. Cette décomposition qui peut dépasser 4 m d'épaisseur au voisinage d'un gros dyke basique est antérieure au dépôt du manteau morainique qui masque les inégalités du gneiss pourri en adoucissant la topographie de surface. La roche en place saine qui n'a pas été fossilisée par la moraine a continué d'évoluer pendant la fin de la période froide; aussi est-elle recouverte d'un head de pierres anguleuses d'origine locale. Malgré la proximité de montagnes au Nord-Est, le travail des glaciers a été ici d'une remarquable faiblesse dans un matériel pourtant très divisé et altéré. La glace du Minch n'a apparemment rien fait en dépit d'une orientation favorable qui coïncidait avec le sens de son déplacement. Quant au glacier du Gleann Chliostair, il s'étalait trop en cheminant vers le Sud dans une direction qui croisait d'ailleurs celle de la faille, pour apporter une modification quelconque.

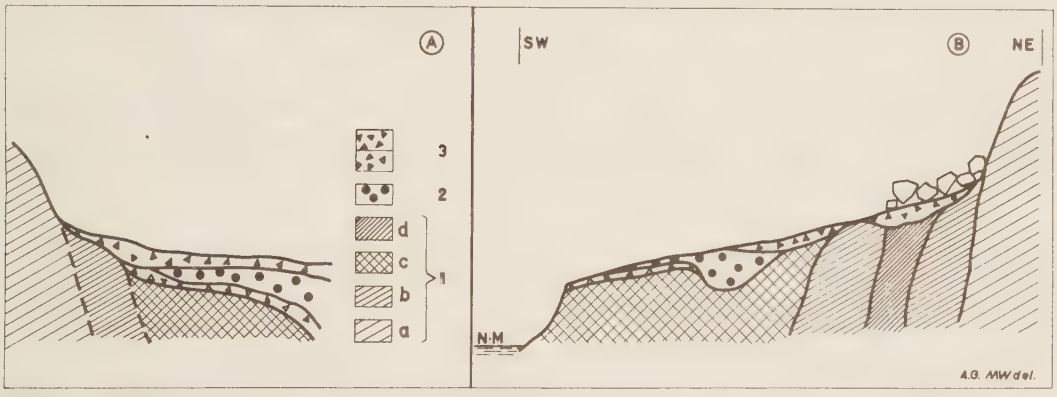


Fig. 88. — *Coupes schématiques sur des bordures de versants.*
A : Cliasamol Bay (North Harris); B : Ardvey (South Harris); 1 : roche *in situ;* a : saine; b : partant en fragments; c : complètement pourrie; d : veine basique; 2 : moraine de fond; 3 : heads pierreux et débris anguleux.
(d'après A. Godard, *Rev. Géom. Dyn.*, 1961, XII)

Des conclusions identiques peuvent être tirées de l'examen du rentrant qui échancre Cliasamol Bay au Nord-Ouest, à l'endroit où la grande faille dont il vient d'être question rejoint le West Loch Tarbert. La côte rocheuse est interrompue brusquement par une profonde indentation de 100 m de large environ orientée NW-SE, que la mer dégage timidement de ses accumulations glaciaires et périglaciaires. Ces dernières fossilisent imparfaitement la dépression continentale visible dans le prolongement en arrière. Dans le coin sud-ouest, une coupe naturelle montre que le potentiel offert à l'érosion différentielle n'a été qu'imparfaitement utilisé, car le bord de l'échancrure ne coïncide pas exactement avec la limite de la roche saine. Comme à Leosaid, le creux qui avait été dégagé dans la roche profondément décomposée a été utilisé mais à peine transformé par la glace. Celle-ci s'est contenté de déposer un mince manteau de moraine sur des cailloux anguleux de provenance locale représentent un lit de débris d'origine périglaciaire dont le dépôt a précédé l'arrivée du glacier *(fig. 88)*. La couche de head qui surmonte le tout provient de l'évolution tardive des escarpements de roche saine resté nus.

Parmi les exemples que nous avons choisis, celui de l'isthme de Tarbert est certainement le plus démonstratif. La grande faille d'orientation NW-SE qui détermine la coupure entre North Harris et South Harris et se prolonge dans l'île de Scalpay, a été largement utilisée par les vallées préglaciaires maintenant ennoyées de West loch Tarbert et d'East loch Tarbert. Aussi à la tête de ces drainages opposés a-t-on une zone basse où

subsistent quelques témoins exigus d'aplanissement pliocène. Ce passage étroit situé entre les hautes collines et éléments de plateau de North Harris et South Harris devait donc canaliser la glace dans son déplacement au Sud-Est vers le Nord-Ouest d'autant mieux qu'il était précédé par l'espèce d'entonnoir que représentait l'emplacement de l'East Loch Roag. Or partout dans l'isthme abondent les preuves du dégagement très imparfait d'un matériel pourtant fragile.

A l'W de l'isthme, la limite de la zone de broyage se suit sur plus d'un kilomètre au pied du Cnoc na Cloiche. Elle est matérialisée à 100 m en arrière du rivage par des escarpements très raides subverticaux par endroits, et formés de roche dans un état parfaitement sain. Immédiatement au pied, commence un talus plus doux constitué de granito-gneiss brisé et en voie de décomposition. La roche broyée est surmontée par un placage de moraines ou de head parsemé de gros blocs d'éboulis tardiglaciaires venus du haut. Elle descend jusqu'à la mer et montre dans certaines coupes une épaisseur de décomposition totale supérieure à 4 m. Du côté est de l'isthme, les relations sont à peu près les mêmes avec des abrupts de roches saines qui dépassent de la couverture de dépôts glaciaires et périglaciaires fossilisant un creux de gneiss très friable. Cette fragilité du matériel était d'ailleurs moins prononcée au moment du passage de la glace qu'aujourd'hui, car en un endroit se rencontrent des roches polies formées de gneiss granitique brisé et décomposé. Compte tenu de l'épaisseur de la zone d'altération, ce fait ne peut s'interpréter que de deux manières : soit par une décomposition postglaciaire ultra-rapide ce qui serait contraire à toutes les observations faites ailleurs sur les roches moutonnées; soit plutôt par une induration provisoire due au gel. Toujours est-il que dans un isthme qui réunissait des conditions topographiques et lithologiques très favorables à l'érosion glaciaire, la glace a laissé subsister des volumes considérables de roches intensément fracturées et profondément décomposées.

Tout se passe comme si à North Harris, les glaciers de vallée étaient les seuls à avoir montré quelque efficacité dans leur travail de creusement. Nécessairement leur action était étroitement localisée. Elle subissait non seulement l'influence tyrannique des lignes de broyage, mais obéissait à d'autres impératifs comme ceux qui concernent l'orientation et le gabarit des vallées préglaciaires. Toutes choses égales d'ailleurs, les éboulis même grossiers ont été semble-t-il mieux nettoyés que les régolites issus de roches brisées. Cette apparente anomalie peut s'expliquer de la manière suivante. Les éboulis placés en position marginale par rapport au glacier étaient plus faciles à prendre en charge car leur proportion importante de vides et les alternances de gel/dégel qu'ils subissaient les empêchaient de former une masse gelée compacte. Au contraire, les roches broyées et décomposées du fond de la vallée pouvaient être prises en bloc par le gel de l'abondante eau interstitielle.

Depuis la glaciation, peu de modifications ont été apportées au relief. Dans les cas les plus favorables, les cours d'eau ont réalisé une petite entaille : l'Amhuinn a' Mhuil par exemple a profité de la friabilité du matériel de gneiss brisé pour s'y encaisser sur plusieurs mètres après avoir dégagé la moraine qui fossilisait le fond du vallon. Mais les conditions ne sont pas partout aussi bonnes, et la présence de roches broyées n'assure pas automatiquement à la dissection postglaciaire une grande efficacité. Ainsi le cours d'eau de Diren sur le bord sud de l'isthme de Tarbert s'est contenté de dégager la moraine et quelques produits meubles de la décomposition sous-jacente par une série de cascades, il coule actuellement sur un granito-gneiss divisé et altéré, sans l'attaquer. *A fortiori*, les cours d'eau sont-ils impuissants à entailler des roches saines. Le torrent de Cadha Torasclett épouse les inégalités du versant de la vallée des Lochs Laxadale en rachetant les dénivellations par des rapides et des cascades. Seul le manteau morainique a été enlevé. De nombreux exemples de ce type existent à peu près partout et pourraient aisément être multipliés.

Quant au travail de la mer depuis la disparition des glaciers, il est d'ordinaire bien modeste. Les côtes ont très souvent gardé leur topographie continentale et conservé le poli glaciaire. A West Tarbert, on voit clairement le versant de roches moutonnées du Gruaidhean plonger sous un mince accumulation de buttes morainiques et réapparaître en bordure du rivage. La mer n'a fait que nettoyer le versant de moraines. Ce faisant, elle a lessivé la matrice et laissé sur place les gros blocs qui encombrent maintenant l'estran et la gênent dans son travail. Ces côtes rocheuses sans falaises sont fréquentes, mais des modifications de la valeur du fetch dans des expositions favorables y introduisent la marque de l'érosion marine. La péninsule d'Ard an Tolmachain par exemple est bordée au sud par un rivage qui n'est autre qu'un versant continental pratiquement intact. Brusquement le changement d'orientation de la côte qui prend une direction NS fait apparaître des falaises verticales de 5-6 m de haut où la mer a exploité les diaclases du gneiss en y détachant de gros blocs. Cette côte à falaises ne dure que quelques centaines de mètres. Elle correspond à l'étroit pinceau de fetch étendu que laisse Soay Sound en direction de l'Ouest-Nord-Ouest. Au delà vers le Nord, reprend le versant continental avec la protection d'Ard Meavaig à l'Ouest. Même avec un fetch important dans une exposition favorable, le travail de la mer n'est pas toujours aussi avancé. A Rudha Greada, dans une position assez engagée à l'intérieur du West Loch Tarbert il est vrai, mais bénéficiant pourtant d'un fetch très important d'exposition ouest-nord-ouest, les vagues ont à peine commencé leur travail de sape dans les encoignures en créant quelques rares esquisses de falaises.

c. South Harris

La primauté de la structure dans le paysage de cette péninsule est évidente. Son dessin géométrique qui correspond grossièrement à celui d'un vaste quadrilatère, reflète une organisation morphologique obéissant avant tout à une double influence structurale.

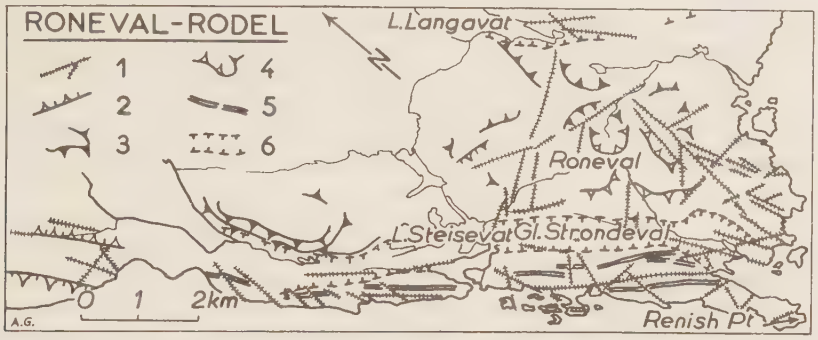


Fig. 89. — *L'extrémité méridionale de South Harris.*
1 : creux de fracture; 2 : escarpement de ligne de faille; 3 : abrupts, principalement dans les métagabbros et les tonalites; 4 : escarpement d'anorthosite; 5 : échine de paragneiss quartzeux 6 : limites topographiques du bassin de schistes.

Les éléments structuraux d'orientation NW-SE dominent très largement. Toute l'extrémité sud-ouest de la péninsule — du Sound of Harris aux environs du Loch Langavat — est occupée par de longues et étroites bandes subparallèles de terrains métamorphiques d'origine sédimentaire ou intrusive qui ont subi l'effet des violentes déformations orogéniques très anciennes (Scourien, Eolaxfordien). En outre, des accidents cassants d'âge très varié — depuis les charriages scouriens jusqu'aux fractures empruntés par les dykes tertiaires — découpent South Harris par des zones de broyage qui s'allongent suivant une direction NW-SE ou NNW-SSE.

Par l'intermédiaire des cours d'eau rectilignes qui épousent les lignes directrices de la structure, s'est opérée une dissection qui a abouti à la formation de plateaux en lanières, de collines oblongues se prolongeant parfois jusqu'à la côte sous forme de petites presqu'îles aux contours réguliers. Les tracés rectilignes et parallèles des isobathes nous permettent raisonnablement de penser que ce relief à éléments allongés se poursuit sous la mer vers le Sud-Ouest au moins jusqu'à l'île de Killegray (Sound of Harris).

D'autre part, à cette trame de direction NW-SE s'est surajouté un dispositif d'orientation grossièremnt perpendiculaire. L'opposition entre une bande côtière de Lewisien au Sud-Est et les complexes d'injection relativement tardifs de granites et de migmatites (granito-gneiss) occupant le reste de South-Harris, en est la manifestation la plus sensible mais un basculement d'ensemble vers le Little Minch n'est pas à exclure. Ainsi s'éclaire le contraste entre les deux côtes de la presqu'île — contraste qui est exactement l'inverse de celui que nous observons dans le Sud de l'archipel des Hébrides externes —. Au Nord-Ouest, des collines assez élevées disposées en une sorte de Z, descendent rapidement et directement sur un rivage relativement peu indenté dans l'ensemble, tandis qu'au Sud-Est une plate-forme rocheuse d'altitude faible accompagne sur une largeur de 1 à 5 km la côte très découpée.

Le rôle de la lithologie dans le modelé.

Bénéficiant d'un socle hétérogène — qui rappelle un peu celui des environs du Loch Maree — South Harris a un relief plus varié que North Harris et des formes largement conditionnées par les différences lithologiques.

De l'isthme de Tarbert au Loch Langavat, domine un contraste simple et de type transversal : les collines et éléments de plateau du Nord-Ouest sont dans l'ensemble constitués de granite ou granito-gneiss tandis que l'orthogneiss ordinaire du Lewisien, ou accessoirement son homologue broyé, ne forment qu'une basse plate-forme en bordure du Little Minch.

Au Knock Geimisgarave par exemple, le contraste est particulièrement frappant car le passage du bas-pays côtier aux collines en arrière y coïncide bien avec le contact des deux formations.

Ce dyptique n'est pas valable absolument partout et au Sud-Ouest de Tarbert comme dans l'Ouest du Braigh-nam-bâgh le granite est nivelé à la même altitude que le gneiss. Mais ces deux exceptions de détail ne font que confirmer la règle qui veut qu'à South Harris le granite ou le gneiss granitique soient en saillie par rapport au gneiss commun. Comment expliquer cette opposition ? Le granito-gneiss est doublement avantagé par sa massivité d'abord qui le fait passer souvent pour un granite ordinaire tant ses plans de feuilletage sont mal marqués, et secondairement par sa composition minéralogique. Non seulement la macrofissuration est

faible car la densité des diaclases au mètre est de l'ordre de 4-5 en général et peut-être moins, mais les cristaux de quartz et de feldspaths potassiques comportent peu de fissures. En outre, la résistance d'ensemble de la roche a été commandée par la présence de veines très dures, blanches ou roses, où les gros cristaux de quartz et de feldspaths s'entremêlent pour former une pegmatite. L'échantillon prélevé à Langraclett peut servir de type : les plagiolases ne forment que 1 % de la masse, la biotite un pourcentage analogue. Presque tout le reste est constitué de quartz, de microcline et d'orthose. La texture grenue est pegmatitique et assez homogène avec toutefois des plages de cristaux fins. Comparativemment, l'orthogneiss lewisien est plus riche en éléments ferro-magnésiens (hornblende et biotite). L'orientation des minéraux noirs suivant des traînées ou des bandes parallèles aux clivages, est un facteur supplémentaire de faiblesse. L'abondance relative des plagioclases en est un autre. Enfin et surtout, la roche est traversée par des diaclases assez nombreuses — au Nord-Ouest de Meavag la médiane de la densité au mètre est de 11 — et par des veines de lits basiques riches en hornblende qui sont parfois de véritables amphibolites. C'est le long de ces plans que la décomposition a progressé en diminuant la résistance globale.

Dans le Sud-Est de la presqu'île, depuis le Loch Langavat jusqu'au Sound of Harris, la disposition des affleurements devient longitudinale et des rubans plus ou moins étroits de terrains hétérogènes, plissés au cours d'une orogénie très ancienne, s'allongent du NW au SE [R. Dearnley, 119]. Comme la topographie faite de collines allongées séparées les unes des autres par des sillons rectilignes reflète assez fidèlement la variété de la lithologie *(fig. 89)*, on est tenté d'employer ici le terme de « relief appalachien ». Il convient toutefois de noter que les lignes de broyage jouent un rôle négligeable dans la localisation des creux — au Nord du Loch Langavat et en bordure du Sound of Harris notamment — et que les oppositions pétrographiques ne sont pas en mesure de tout expliquer. De plus, les anciens sédiments transformés en paragneiss tiennent une place assez limitée par rapport aux roches intrusives et leur morphologie interne ne traduit que partiellement la richesse des combinaisons pétrographiques. Ces réserves étant faites, on peut néanmoins parler de relief appalachien dans quelques secteure limités où les compartiments sont étroits et parallèles — de Northton à Rodel par exemple — mais il serait abusif d'user d'un tel qualificatif pour toute la partie sud-ouest de South Harris *(fig. 89 et 90)*.

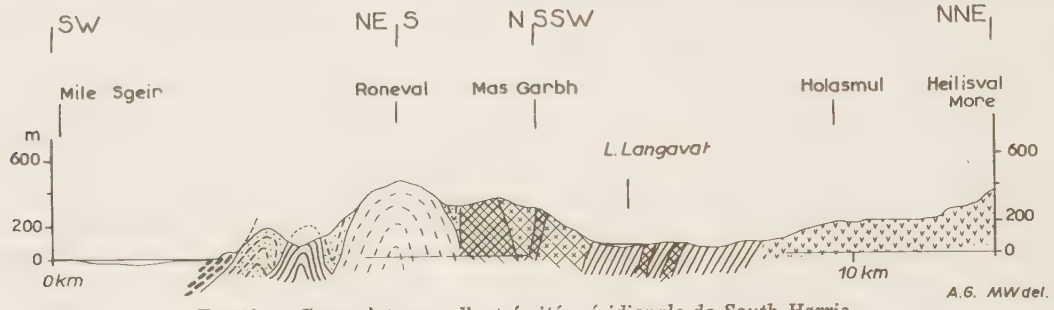


Fig. 90. — *Coupe à travers l'extrémité méridionale de South Harris.*
Pour la légende, voir fig. 69.

Les paragneiss représentés dans les secteurs de Langavat et de Leverburgh sont trop hétérogènes pour avoir réagi de manière simple à l'érosion. Toutefois, considérés globalement par rapport aux bandes intrusives qui les bordent, ils occupent dans l'ensemble une position déprimée. C'est plus spécialement le cas des séries schisteuses qui affleurent entre Borve et le Loch Langavart et surtout entre Rodel et Northton sous forme de sillons étroits et allongés, parfois très continus. Celui qui se suit sur près de 10 km et qu'empruntent tour à tour le vallon de Northton, le Glen Coishletter, The Obbe, le Glen Strondeval, et le Glen Rodil est le plus remarquable exemple. La couleur verte de ses prés contraste avec le brun sombre de la tourbe et les taches claires des rochers sur les hauteurs qui l'encadrent. Cette simplicité apparente du modelé masque en réalité une grande variété des affleurements qui peut se traduire timidement dans le détail des formes. Ainsi le grand creux doux qui marque, au Sud de Borve Lodge, l'apparition d'un premier long affleurement de paragneiss se poursuivant jusqu'au Loch Langavat, offre bien des catégories pétrographiques qui ne réagissent pas tous de la même manière dans le paysage; depuis les calcaires cristallins et les marbres jusqu'aux gneiss granitiques à quartz et à biotite qui dérivent de sédiments arénacés en passant par les schistes à hornblende et à biotite qui proviennent de pelites argilo-silicieuses. Mis à part les dykes basiques ou ultrabasiques qui traversent les sédiments, on peut distinguer parmi les paragneiss peu résistants, trois faciès principaux : 1) un groupe schisteux largement représenté, où les roches gris-foncé fortement redressées ou même subverticales se débitent en plaquettes d'épaisseur variable. Quand l'inclinaison n'est pas trop forte — ce qui est le cas pour une bande du Loch Langavat — de petits reliefs dissymétriques apparaissent localement à la faveur des entailles faites par les vallées, Le petit vallon qui longe le réservoir du Loch an Dùin en est un exemple. 2) Un groupe gneissique plus riche en quartz mais presqu'aussi fissile que le précédent. L'abondance des plagioclases et surtout

celle des éléments ferro-magnésiens qui sont disposés en lits rend la roche aisément décomposable en plaques brunes. Ces deux premiers groupes lithologiques représentent au total plus de 9/10 des affleurements des roches tendres d'origine sédimentaire, car la densité des fissures permet une pénétration facile de l'altération sur plusieurs mètres d'épaisseur. L'angle d'inclinaison des plans de feuilletage a peut-être une certaine importance car la décomposition semble d'autant plus poussée et plus profonde que les lits sont plus redressés et proches de la verticale. Il faudrait pour en obtenir confirmation faire des mesures systématiques. Toujours est-il que pour toutes ces roches qui vont des gneiss aux schistes en passant par une série de variétés intermédiaires, on ne peut manquer d'être frappé par le contraste qui oppose leur topographie sinon unie du moins assez simple à leur hétérogénéité lithologique. Autrement dit, la composition minéralogique ne peut être tenue pour le seul facteur morphologique puisqu'elle est variable. Il faut rechercher dans ces roches un point commun qui ne peut être que l'abondance des plans de fissilité très inclinés ou subverticaux. 3) D'étroites lentilles de calcaire cristallin apparaissent sous formes de médiocres chicots où affleure entre des plaques herbues une roche gris-foncé à cassure irrégulière. Accompagné de cailloux anguleux dus à l'éclatement par le gel, et marqué par quelques phénomènes de dissolution, ce calcaire est néanmoins un peu plus résistant. Il ne doit qu'au caractère réduit et dispersé de ses affleurements de ne pas jouer un rôle morphologique plus important. Dans le paysage très différencié des environs de Rodel, la place que tient le calcaire dans l'ossature des petites collines qui dominent les creux de schistes décomposés, est parfaitement visible : la bosse sur laquelle est bâtie St Clement's church en est un exemple. Mais il ne faut pas perdre de vue que ces ressauts de faible altitude ne constituent que des détails dans un modelé en creux.

Les paragneiss n'accompagent pourtant pas toujours les portions déprimées du relief. Certains faciès sont suffisamment résistants pour donner au modelé une armature bien dessinée d'échines et de croupes allongées. C'est le cas notamment des roches quartzitiques et quartzo-feldspathiques ainsi que de certaines séries pélitiques riches en micas mais abondamment pourvues en quartz et feldspaths. Au premier type de roches appartient le long de la côte qui termine Harris, au Sud-Ouest, le bel alignement rectiligne de collines (B. Obbe, Strondeval) qui sert de bordure externe à la dépression longitudinale du Glen Strondeval *(fig. 89)*. Ce n'est pas à proprement parler une crête mais plutôt une succession de croupes oblongues à sommet plat ou arrondi qui sont séparées par de petits creux obliques épousant le tracé de failles transversales. Ce bourrelet côtier se suit jusqu'à la presqu'île aboutissant à Renish Point. Il domine non seulement vers le Nord-Est le long sillon schisteux dont il a été question un peu plus haut, mais aussi au Sud-Ouest une étroite bande de charnockites et de gneiss à pyroxène qui borde le Sound of Harris (les « pyroxene-granulites » de Dearnley), roches affaiblies par leur micro-fissuration poussée et leurs nombreuses craquelures. Il est formé de gneiss issus du métamorphisme de sédiments arénacés traversé par des filons-couches basiques. Aussi trouve-t-on associé à des gneiss à hornblende riches en quartz un matériel essentiellement quartzo-feldspathique, blanchâtre, massif, parsemé de quelques grenats violets. La biotite est peu abondante. D'après Dearnley, les feldspaths caractéristiques sont l'andésine et l'oligoclase. Un tel complexe pétrographique plus massif que les schistes et gneiss fissiles du voisinage a mieux résisté qu'eux et a permis aux échines lourdes du littoral de dominer la dépression située en arrière de 50 m à 160 m. Les roches qui affleurent près du Sletteval (au N. du Langavat) ont une composition assez voisine, mais la croupe à laquelle ils donnent naissance est moins bien individualisée, sans doute en raison de la meilleure résistance des amphibolites encadrantes.

Compte tenu de leur richesse en micas (muscovite surtout), les séries qui constituent la haute colline du Chaipaval et l'échine de Bideinan et d'Ard an t Sruith, sont plutôt à ranger parmi le groupe pélitique. Mais selon Dearnley, la composition n'est pas fondamentalement différente de celle des roches quartzo-feldspathiques précédentes : aux constituants déjà rencontrés — quartz, feldspath, grenat, biotite — s'ajoutent seulement d'abondants cristaux de muscovite et des minéraux de la catazone (sillimanite, kyanite). Au Chaipaval, la présence de gros bancs de pegmatite qui se traduisent par des ruptures de pente sur les versants a peut-être augmenté la tenue de l'ensemble. Il reste aussi à faire la part éventuelle de la tectonique récente, ainsi que nous le verrons un peu plus loin.

Entre les deux grandes bandes de paragneiss de Langavat et de Leverburgh, affleure tout un complexe plutonique qui a été mis en place au cours d'une séquence non-orogénique avant d'être soumis au métamorphisme laxfordien [Dearnley 119]. Les roches qui le composent — métagabbros, anorthosite et tonalites essentiellement — dominent dans l'ensemble les sédiments métamorphisés du voisinage par de hautes collines ou des fragments de plateau à flancs plus ou moins raides.

Les métagabbros (gabbros-diorites) et les tonalites entre lesquels aucune limite précise ne peut être tracée, (le passage d'une roche à l'autre s'effectuant progressivement par des variétés hybrides) forment la plus grande partie de l'ancien complexe intrusif : respectivement 15 % et 69 %, d'après Dearnley. Ces deux roches basiques se remarquent tout de suite dans le paysage par leurs collines lourdes et arrondies à flancs convexes et à surface unie de couleur sombre. Le manteau de tourbe ou d'herbe qui les recouvre contraste violemment avec l'aspect dénudé des dos rocheux clairs du gneiss ou de gneiss granitique. Malgré la présence d'ensellements doux en forme de selle et de vallées en berceau, les gabbro-diorites ont en général une position dominante qui les met

dans le relief au moins à égalité avec les granito-gneiss *(fig. 90 et 91)* devant les tonalites. Cette place dans l'échelle de résistance n'est pas sans causer quelque surprise, car la roche grise est essentiellement formée d'un assemblage de plagioclases et de pyroxènes avec ou sans hornblende. Les cristaux de quartz sont rares et dispersés.

FIG. 91. — *Coupe à travers South Harris dans le sens NE-SW.*
Pour la légende, voir fig. 69.

Mais il faut tenir compte du fait que les métagabbros ont une texture homogène, un grain fin et qu'ils se présentent ordinairement sous la forme d'une puissante armature de sills et de feuilles superposées.

Les affleurements de tonalite pour leur part, n'ont pas dans le modelé une position en saillie aussi marquée. Quelques collines vigoureuses (Maodal, Mulla etc.) y sont sculptées, mais on y rencontre également d'amples creux évasés tels que le Glen Horsa-Clett. A première vue, il peut sembler curieux que cette roche avantagée sur le plan de la composition minéralogique (% quartz par exemple) ou de la composition chimique (% de Ca O) par rapport aux métagabbros (1), se montre moins résistante qu'eux. En fait, la présence de biotite dans un cas,

(1) Voici quelques analyses tirées de la récente publication de DEARNLEY sur la géologie de South Harris [119] :

%	Métagabbro, sommet du Hacklett	Métagabbro, sommet du Bleaval	Tonalite, sommet du Bolaval Scarasta	Tonalite, col évasé entre le Bolaval et le Meaval	Tonalite, secteur déprimé de la baie de Steinigie
Quartz	1,0	2,0	7,4	8,3	8,1
Feldspath	26,9	24,3	58,2	54,4	41,6
Hypersthène			16,1	1,9	
Diopside	27,3	29,0	15,2		
Grenat	19,4	20,8			
Hornblende	23,2	22,2	3,1	17,5	28,2
Biotite			+	14,7	11,6
Fer	2,2	1,7	+	2,6	1,0
Apatite	+		+	0,6	0,7
Scapolite					8,5
Sphène					0,3
+ = présence d'un minéral					

Analyses chimiques

	Moyenne de trois métagabbros (Rodel, Hacklett et Roneval)	Anorthosite, Roneval [d'après Davidson]	Tonalite Bolaval Scarasta	Tonalite Bay Steinigie
SiO_2	42,82	53,90	55,11	56,13
$Ti\ O_2$	1,28		0,88	0,83
$Al_2\ O_3$	13,92	28,08	18,54	17,17
$Fe_2\ O_3$	2,97	0,31	1,63	2,97
Fe O	13,18	0,62	5,39	4,98
Mn O	0,27		0,11	0,10
Mg	10,09		4,33	3,95
Ca O	12,86	11,64	7,91	6,35
$Na_2\ O$	1,08	3,88	4,04	3,74
$K_2\ O$	0,41	0,62	0,79	2,41
$H_2\ O > 105°$	0,61	0,30	0,36	1,09
$H_2\ O < 105°$	0,09	0,10	0,13	0,08
$P_2\ O_5$	0,27		1,13	0,17

l'absence dans l'autre sont des éléments fondamentaux. Ce n'est pas le hasard si les variétés les plus riches en mica noir coïncident précisément avec des creux topographiques ainsi qu'en témoigne le tableau ci-dessous tiré des analyses que vient de publier DEARNLEY.

La topographie unie de la tonalite trahit d'ailleurs une certaine sensibilité à l'altération qui se confirme à l'examen de quelques croupes. La carrière qui est au bas du Maodal en particulier permet d'observer comment la décomposition progresse à la fois dans la masse en s'accompagnant de la formation d'écailles et de plaques grossièrement parallèles à la surface topographique, et surtout le long des plans de diaclases en débitant la roche en fragments limités par des faces brunâtres. Mais cette coupe quoique très instructive, est placée trop près d'une ligne de faille pour fournir des enseignements applicables à tout l'affleurement. En effet, les différences de résistance à l'intérieur de la tonalite s'expliquent aussi en partie par des différences de massivité.

En général la roche est divisée par quelques rares diaclases espacées. Si le sommet du Maodal a pu garder à peu près intactes ses roches moutonnées, c'est que la densité des fissures visibles a des valeurs bien groupées qui s'établissent autour d'une médiane faible : de l'ordre de 4 au mètre. L'examen du matériel morainique ne fait que confirmer du reste les caractères d'une roche à la fois massive et assez sensible à l'altération : ainsi les blocs de tonalite compris dans la moraine qui est au pied du Greaval sont de grande taille par rapport aux gneiss, mais ils sont aussi beaucoup mieux arrondis.

Pour ce qui est de l'anorthosite, le problème se pose en des termes différents. L'affleurement qui a une forme de demi-fuseau coupé au Sud-Est par la côte, correspond à des collines assez élevées dont la plus haute est la coupole arrondie du Roneval qui domine lourdement les restes de plateaux de tonalite et de métagabbro au Nord *(fig. 90)*. Or le trait le plus apparent est la présence d'un manteau de débris clairs rougeâtres qui a débordé un peu les limites de la formation vers le Nord. Les cailloux et blocs ont une forme anguleuse et irrégulière, une taille très variable qui va du centimètre au mètre. Ces champs de pierrailles éclatées qui donnent au détail du paysage un aspect anarchique et supposent une évolution de type périglaciaire assez poussée, témoignent de la sensibilité au gel d'un matériel divisé par des diaclases de densité changeante. Effectivement, la moyenne n'a pas grande signification car le nombre de fissures au mètre peut varier de 1 à 15 au Roneval. Des phénomènes périglaciaires n'ont pas manqué de se produire et nombreux sont les anciens sols striés sur les pentes faibles, les terrassettes accompagnées ou non de petits cercles de pierre, etc. Quant au cirque caractéristique qui mange une partie du versant nord-est du Roneval, c'est le seul existant à South Harris, alors qu'au Nord de la presqu'île plusieurs collines d'altitude supérieure à celle du Roneval, mais constituées de granito-gneiss en sont totalement dépourvues. La nature du matériel est donc bien en cause, les formes du cirque corroborent bien cette idée d'une sensibilité à la gélifraction : vers le Nord et le Nord-Est, des parois très raides — inclinées de 70 à 90° avec même quelques surplombs — sont bordées d'éboulis à fragments très irréguliers par leur aspect et leur taille. Il est vrai que des dykes basiques obliques qui apparaissent schématiquement en creux, ont contribué par leur présence à fragiliser le matériel. Mais dans l'ensemble, l'anorthosite reste une roche qui, en fournissant de nombreux débris demeurés sains, trahit une plus grande fragilité vis-à-vis de phénomènes mécaniques comme le gel que vis-à-vis des processus d'altération. Sa position culminante est naturellement inexplicable dans le système morphogénétique des climats rigoureux du Quaternaire et une fois de plus, nous constatons que la période froide a été trop courte pour modifier les traits majeurs du paysage. Formée essentiellement de plagioclases vitreux, l'anorthosite doit sa résistance relative à une microfissuration presque nulle et à sa pauvreté en éléments ferro-magnésiens. Les rares plages d'amphibole montrent d'ailleurs une interpénétration avec les feldspaths autour de très gros cristaux de grenat.

Les aplanissements.

A la lumière des observations concernant les oppositions lithologiques dans la morphologie de la péninsule, on est mieux à même de comprendre les anomalies créées par les aplanissements. Ceux-ci comptent assez peu dans un paysage qui — répétons-le — doit la plupart de ses traits à la structure. Néanmoins, des vestiges de plusieurs niveaux d'érosion sont identifiables, malgré des mouvements tectoniques récents qui ont dénivelé et basculé certains témoins.

La surface intermédiaire a laissé des traces sur les sommets de collines à des altitudes variant suivant les lieux de 340 m à 400 m. Elle tronque aussi bien les granito-gneiss au Nord-Est que les gabbro-diorites au Sud-Ouest et même l'anorthosite au Sud-Est du Roneval. Mais les témoins sont trop réduits pour qu'on puisse y déceler une pente d'ensemble ou des inclinaisons locales.

Par contre, le niveau écossais est très bien conservé surtout dans les granites et gneiss granitiques où il forme des lanières de plateaux au sommet plat très régulier : Carran et Holasmul en sont deux bons exemples *(fig. 92)*. On le retrouve tronquant les paragneiss au Sletteval et surtout dans les tonalites de part et d'autre

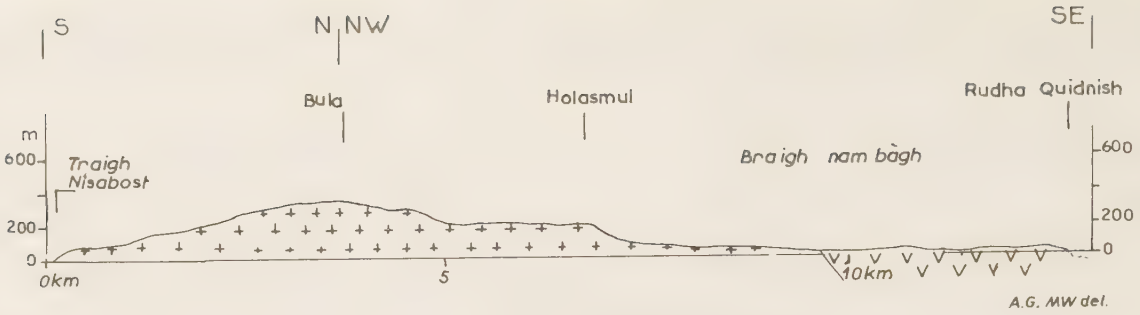


Fig. 92. — *Coupe transversale à travers South Harris.*

des glens Uacrach et Horsa-Clett. Il y a là au pied de la lourde croupe du Bleaval, toute une série de collines ou de replats à sommet très doux qui permettent de reconstituer aisément un ancien plateau. Si l'on admet que le Strondeval appartient, par son sommet qui nivelle les gneiss au Nord-Ouest de Rodel, au même aplanissement, il faut du même coup imaginer un basculement en bloc vers le Sud-Est de toute la partie sud-ouest de South Harris au moins.

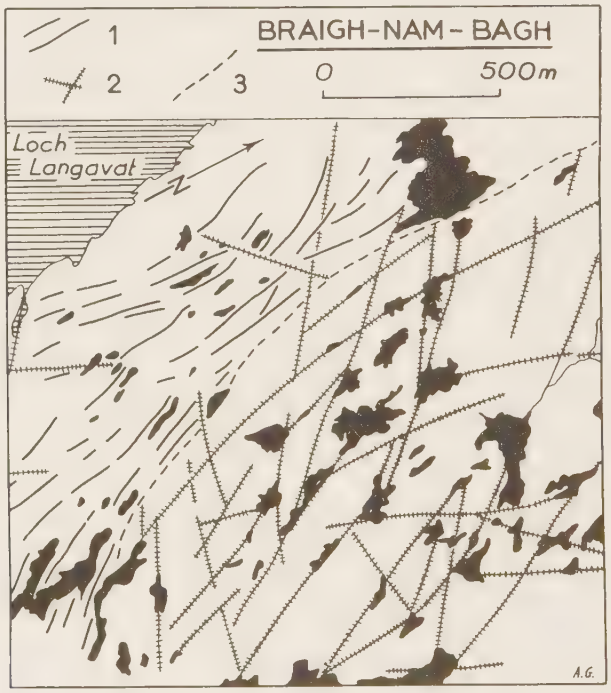


Fig. 93. — *La partie ouest du Braigh-nam-Bagh (Harris).*
1 : crête ou échine de gneiss; 2 : creux de fracture; 3 : Limite aprroximative entre le paragneiss (à gauche) et le granito-gneiss (à droite).

Cette hypothèse est loin d'être démontrée, mais elle aurait l'avantage d'expliquer certaines particularités concernant le niveau d'érosion pliocène. Ce dernier a, comme d'habitude, une répartition marginale, mais les témoins conservés en bordure du Sound ou Taransay et dans l'île de Taransay sont systématiquement plus élevés que ceux de la bordure du Minch, surtout si l'on inclut dans l'aplanissement la plaine d'érosion de Braigh-nam-bâgh *(fig. 92 et 93)*. Surface rocheuse qui s'abaisse de 75 m jusqu'à 30 m vers la mer par un plan incliné très doux, elle a été raclée par la glace qui a mis en valeur de minuscules échines de paragneiss et dégagé de petits lacs aux intersections des lignes de fracture dans le gneiss *(fig. 93)*. Cette topographie très fouillée et très burinée dans le détail, ne nuit pas à l'impression d'unité et de simplicité qui se dégage d'une vue d'ensemble. C'est une véritable plate-forme qui nivelle indifféremment des roches aussi variées que les granites, les paragneiss et schistes, les amphibolites, les gneiss ordinaires et les gneiss broyés et mord même sur les métagabbros. Le contact avec les collines de l'arrière-pays est suffisamment prononcé pour qu'on soit tenté d'y voir un vestige

de l'abrasion marine. Mais on voit mal pourquoi la mer aurait travaillé dans ce secteur sur près de 5 km de profondeur alors qu'immédiatement au Sud, elle n'aurait modelé qu'une frange de quelques centaines de mètres, puisque la lithologie n'intervient pas dans les limites. D'ailleurs ni l'exposition vers le Sud-Est, ni le fetch limité par Skye dans cette direction ne sont favorables. On ne comprendrait pas du reste pourquoi entre les lochs Stockinish et Grosebay s'intercale brusquement un compartiment nettement plus élevé mais tout aussi aplani. La seule réponse plausible est celle qui fait appel à la tectonique. Braigh-nam-bâgh n'est sans doute qu'un élément de l'aplanissement continental pliocène disséqué puis affaissé avant d'avoir été nettoyé par la glace venue du Minch.

Le rôle morphologique joué par les failles et les zones de broyage.

Le moment est donc venu d'analyser le rôle morphologique joué par les failles et par les zones de broyage qui les accompagnent.

Comme à North Harris, il est très difficile de cerner le problème des escarpements de faille originels car les preuves décisives manquent. Il y a bien la terminaison brusque d'Harris au Sud-Ouest, par une côte rectiligne que longe un bourrelet assymétrique. Elle ne coïncide pas avec la longue zone de broyage accompagnant le vieux charriage qui sépare les paragneiss d'une bande littorale NW-SE de charnockites et de gneiss à pyroxène : à partir de Carminish, on voit clairement le sillon de ligne de faille quitter la côte pour se diriger vers Borosdale Bay au Sud-Est. Ce fait n'implique pas pour autant un rejeu récent d'une faille côtière puisque tout le relief de ce secteur est précisément organisé en fonction de bandes de terrains variés ayant la même orientation NW-SE. Plus intéressante est la présence de toute une série de reliefs dissymétriques alignés sur une droite de direction NW-SE : dans des roches bien différentes, le Roneval, le Greaval, le Maodal, le Chaipaval, ont tous une pente sud-ouest nettement plus forte que le versant tourné vers le Nord-Est (à l'exception bien entendu du cirque qui entaille le flanc du Roneval) et pour les trois dernières collines, les valeurs sont de l'ordre de 35° au Sud-Ouest et 15-20° au Nord-Est. Peut-être avons-nous là le rebord d'un bloc basculé vers le Nord-Est assez abimé, donc relativement ancien, mais cette famille de formes très schématiques peut tout aussi bien s'expliquer par une simple mise en valeur de vieilles lignes structurales au pied du versant raide. La difficulté provient de ce qu'à des époques très différentes, les failles ont rejoué ici suivant la même trame en utilisant de vieilles cicatrices, aussi est-il très délicat de démêler la part de la tectonique tertiaire. Au Chaipaval, le flanc doux du Nord-Est nivelle une faille facile à repérer car elle est suivie par un ruisseau et décroche sur le versant un gros banc de pegmatite incliné vers le Nord-Est. Si l'on considère cette colline comme un reste de bloc basculé, on est donc obligé d'admettre deux générations de faille séparées par une longue durée.

Toutefois dans le Nord-Est de South Harris, en bordure du Little Minch, des indices plus solides permettent de penser que certaines failles ont rejoué tardivement. Le bas plateau rocheux qui se suit depuis les environs de Tarbert jusqu'à la presqu'île de Grosebay est un compartiment tectonique affaissé et basculé vers le Sud-Est. En effet, de part et d'autre de sa limite occidentale qui correspond à un abrupt rectiligne, les roches sont les mêmes, aussi bien dans le granito-gneiss que dans le gneiss, et la lithologie ne peut pas expliquer les caractéristiques topographiques de sa bordure. Cette table a été empruntée par le niveau pliocène qui nivelle le contact entre granite et gneiss et donne à son relief bien des traits de ressemblance avec celui de Braigh-nam-bâgh analysé plus haut. Or ces deux plates-formes côtières sont séparées et dominées, entre les lochs Grosebay et Stockinish, par une presqu'île d'allure géométrique limitée par deux failles où se retrouve le même aplanissement à une altitude supérieure de 30 à 40 m. Aucun doute n'est permis quant à la nature du niveau d'érosion en arrière vers le Nord. Cette presqu'île forme donc bien un compartiment qui a joué récemment de manière autonome, une sorte de touche de piano dénivelant l'aplanissement pliocène.

Les grandes zones de broyage qui traversent South Harris ont souvent été utilisées par les vallées préglaciaires et plus tard empruntées par la glace venue du Minch. L'obstacle constitué par la presqu'île étant moins prononcé que celui formé par les montagnes de North Harris de latitude d'ailleurs plus élevée, l'inlandsis devait être un peu plus mince. Jehu et Graig décrivent dans les granites du B. Luskentyre, sur le sommet du B. Dubh vers 500 m d'altitude des formes de gros blocs empilés qui sont celles d'un tor préglaciaire. Au Roneval, à une altitude un peu inférieure (460 m), de petits chicots rocheux représentent vraisemblablement d'anciens nunataks dépassant de peu la surface d'un glacier qui montait par conséquent jusqu'à 450 m au Sud et 480 m au Nord de South Harris. Si, à l'exception du Roneval, les manifestations d'une glaciation locale sont pratiquement inexistantes, il faut noter qu'en progressant du Sud-Est au Nord-Ouest l'inlandsis allait dans le sens des dépressions structurales et des vallées de ligne de faille et qu'ainsi les parties inférieures du volume de glace se trouvaient canalisées par le relief. Il serait donc logique de penser que le glacier a largement contribué par son passage à mettre en valeur les zones de broyage en les dégageant de leur matériel brisé et altéré. En fait, à South Harris, comme ailleurs, le travail était très largement amorcé avant l'arrivée des glaciers et ces derniers n'ont fait que des retouches parfois minimes en laissant subsister des matériaux très fragiles.

La grande faille qui traverse South Harris de part en part, du Loch Carran à Ardvey et se prolonge par l'étroit chenal rectiligne qui borde Stockinish Island, est un excellent exemple. Du côté sud-est à Ardvey, la zone de broyage se marque par un long et étroit bras de mer. Mais si la bordure est d'ordinaire constituée par un rivage rocheux, rectiligne et bas, de roche saine, il arrive parfois que le nettoyage ait été fort incomplet. Ainsi à proximité du pont routier, a été épargnée une grande banquette inclinée de roche broyée et altérée qui descend jusqu'à la mer où le matériel tendre est entaillé par une petite falaise de 2,50 m environ *(fig. 88)*. Dans la succession désormais classique qui va des escarpements de roche saine jusqu'à la roche intégralement décomposée, la seule anomalie est due à la présence d'une intrusion basique pourrie dans le gneiss granitique et utilisée par un torrent. Comme immédiatement en amont, les roches polies descendent jusqu'au niveau de la mer, il est clair que le glacier a balayé inégalement la zone de roches brisées. D'ailleurs le manteau de moraine de fond qui comble les inégalités sous-jacentes est là pour l'attester. Ultérieurement après la disparition de la glace, la banquette a été recouverte par du head périglaciaire des dépôts de pente et de gros blocs tardiglaciaires dégringolés des escarpements. La faille se poursuit à travers South Harris en déterminant la coupure du col Yeoravat et la vallée rectiligne du Loch a' Bhealaich qui doivent toutes les deux leur dissymétrie prononcée à des facteurs structuraux renforcés un peu au Quaternaire par les différences d'exposition des versants. En arrivant dans la baie de Luskentyre où les traits majeurs du relief sont guidés par la convergence de plusieurs failles, on est très surpris de constater que des drumlins à noyau rocheux sont entaillés facilement par l'émissaire du Loch Carran. Cette anomalie s'explique par la faible résistance du gneiss granitique qui a été broyé par le passage de la faille et décomposé sur une profondeur dépassant couramment le mètre. Pourtant il s'agit bien d'authentiques drumlins avec un contact franc et brutal mais en même temps sinueux entre le cœur rocheux qui a été poli et le placage de moraines sus-jacent *(photo 14)*. A proximité immédiate, d'autres drumlins, à l'écart de la ligne de faille ont un noyau de roche saine plus résistante, mais leurs formes sont identiques. Quand on connait la lenteur des processus d'altération postglaciaires sur des roches polies acides, on ne peut pas attribuer, même en matériel brisé, la totalité de la décomposition au court laps de temps qui nous sépare de la fin de la glaciation. Tout au plus peut-on admettre que grâce au rôle d'éponge joué par le manteau morainique, une crypto-décomposition a parachevé le travail. La glace qui a emprunté la vallée de ligne de faille du Bealach Yeoravat-Loch Carran a donc usé superficiellement des roches décomposées qui devaient leur cohésion momentanée à une prise par le gel de l'abondante eau interstitielle.

D'autres témoignages de l'efficacité limitée du travail glaciaire existent dans bien d'autres vallées de ligne de faille et en particulier dans le Glen Coishletter où des volumes considérables de gneiss fissiles complètement pourris sont visibles grâce à des coupes sur le versant nord-est.

L'adaptation des axes hydrographiques aux lignes de broyage n'est souvent qu'approximative et il n'est pas rare de voir dans les vallées occidentales conduisant au Sound of Taransay, des cours d'eau longer les failles à quelque distance en un tracé grossièrement parallèle qui s'inscrit en pleine roche massive et saine. En d'autres termes, la vallée est adaptée à la ligne de faille mais la rivière qui y coule n'occupe pas l'axe tectonique et se trouve désadaptée, localement du moins. En aval du Loch Laxdale qui correspond au croisement de deux grandes fractures, l'une d'orientation Nord-Sud, l'autre Nord-Ouest - Sud-Est, la rivière Laxdale épouse le tracé de la seconde faille et son cours encaissé de quelques mètres entre des rives rocheuses symétriques coïncide avec une étroite zone de broyage. Mais en amont du lac, la ligne tectonique jalonnée par des affleurements de roches décomposées quitte l'axe d'une vallée qui s'installe largement dans la roche saine, tout en continuant à marquer la topographie du versant sud-ouest le plus raide. La glace qui n'a guère exploité la zone de faiblesse, a amplement mordu sur le versant doux en fixant le cours supérieur de la rivière à l'écart de la faille. L'explication est donc simple : c'est la dissymétrie structurale de la vallée préglaciaire liée à l'inclinaison des bancs de gneiss granitique qui a permis au glacier peu propre à utiliser les ressources de l'érosion différentielle de déplacer légèrement l'axe de la vallée. Mais cette hypothèse ne peut pas rendre compte d'autres cas d'inadaptation. La position marginale de la gorge de la riv. Seilebost par rapport à la grande zone de broyage accompagnant la faille méridienne que suit la vallée ne peut guère se comprendre qu'en faisant appel au creusement d'un torrent paraglaciaire ou sous-glaciaire au moment de la décrue du glacier. Pour le Gleann Uacrach, c'est la même chose. La surimposition de la gorge dans la roche saine alors que l'axe de la vallée calqué sur le tracé d'une zone de faiblesse est occupé par un simple ensellement doux sans drainage ne laisse guère de choix dans les explications.

Le travail d'érosion postglaciaire.

L'évaluation de l'importance du travail d'érosion postglaciaire est possible en quelques secteurs favorables de South Harris.

En ce qui concerne la dissection opérée par les cours d'eau, le Glen Strondeval a été très avantagé par la présence d'un matériel friable de gneiss schisteux affecté du reste par le broyage le long de deux lignes de faille parallèles.

La roche profondément altérée qui occupe au pied des escarpements de gneiss sain du versant nord-est tout

PHOTO 14. — *Coupe naturelle faite par l'émissaire du Loch Carran* (South Harris) *à travers un drumlin à noyau granitique décomposé.*
Placage de moraine par dessus.

PHOTO 15. — *Coldbackie, Tongue Bay.*
Les conglomérats dévoniens (à gauche) dominent le socle gneissique (à droite).
Au premier plan, la vallée encaissée de l'Alltan na Creige recoupant un aplanissement côtier.

le fond de la vallée, est recouverte par une mince couverture de head anguleux de la fin de la période froide. Nous disposons donc d'un jalon qui a servi de point de départ à l'évolution postglaciaire et nous permet ainsi d'apprécier l'importance du creusement linéaire au cours de cette période. La valeur qui atteint 10 m par endroits est assez considérable mais nullement surprenante dans un tel matériel. Il va de soi qu'il faut la considérer comme exceptionnelle.

Pour ce qui est de l'érosion marine, nous retrouvons les résultats très inégaux déjà signalés à Lewis et à North Harris. Ici, encore, la structure et plus particulièrement la densité des plans de faiblesse semble jouer un rôle nettement prépondérant. Quelques exemples suffiront à le montrer. A Tràigh Nisabost la mer a réussi, malgré des conditions médiocres de fetch et plus encore d'exposition, à créer des falaises de plus de 5 m de haut en utilisant les diaclases du gneiss granitique. A quelques kilomètres plus à l'Ouest, dans la même roche, avec un fetch infini en direction de l'Ouest, Rudha Romagi garde une topographie essentiellement continentale où les roches polies descendent jusqu'au niveau de la mer le plus souvent. La seule exception notable concerne le rentrant du geo Martin où justement la roche est intensément diaclasée.

Naturellement la mer a mis en valeur la diversité lithologique du Sud-Ouest d'Harris et ce travail d'érosion différentielle se poursuit de nos jours. La baie du Loch Finsbay sans coïncider exactement par ses contours avec les limites des affleurements, n'en est pas moins entièrement excavée dans des migmatites et des paragneiss qu'encadrent des roches plus résistantes. Resterait évidemment à déterminer la part de l'action marine dans ce recul sélectif, car on peut toujours objecter qu'il n'y a eu qu'un simple ennoyage d'une dépression façonnée par des processus continentaux. C'est sans aucun doute ce qui s'est produit à The Obbe, loch marin mais qui communique très mal avec la mer et qui n'est que la partie la plus basse d'un sillon appalachien se prolongeant de deux côtés dans les terres. Néanmoins la mer n'a pas toujours eu un rôle aussi passif. Sur la côte qui borde le Sound of Taransay, les vagues ont eu tôt fait d'effacer toutes les traces de roches polies en travaillant le long des multiples dalles qui divisent les paragneiss, de telle sorte que la plate-forme d'abrasion de Rudha Sgeir nan Sgarbh est tout hérissée de petits chicots dissymétriques. Au contraire, sur le même rivage un peu plus loin vers le Sud-Ouest, dans les roches dioritiques massives de Sgeir Liath, la plate-forme d'abrasion dérive directement des roches moutonnées et la topographie continentale est encore intacte par endroits. Le bilan comparatif traduit donc ici un recul différentiel d'origine marine et d'âge postglaciaire.

Le rivage de Taobh Deas au pied du Chaipaval, peut nous servir à estimer l'importance de l'érosion marine depuis la fin de la glaciation, dans un matériel de résistance moyenne (gneiss à grenats en saillie locale), avec une exposition très favorable de Sud-Ouest. Le fetch illimité vers l'Ouest est réduit à 7 km vers le Sud-Ouest par l'île de Pabbay mais le Sound of Pabbay laisse une large ouverture au Sud-Sud-Ouest. Malgré ces conditions dans l'ensemble assez bonnes, le versant continental de roches polies descend très bas, parfois jusqu'au voisinage immédiat de la mer. Cependant, il est en général interrompu par une petite falaise taillée par les vagues le long des plans de diaclases les plus proches de la verticale. Le passage des formes littorales aux formes glaciaires se fait par un secteur de transition où les roches moutonnées encore parfaitement reconnaissables ont déjà leurs fissures exploitées par les embruns. La hauteur de la falaise qui varie de 0 à 5 m, mesure le travail de la mer depuis la disparition des glaciers.

3. — LA PARTIE MÉRIDIONALE DE L'ARCHIPEL

Malgré une latitude relativement basse, les îles qui sont situées au Sud du Sound of Harris ont une morphologie qui les apparente étroitement aux autres régions de reliefs résiduels du Nord de l'Ecosse et plus particulièrement à Lewis. Les mêmes éléments du modelé s'y retrouvent : bas plateaux rocheux accidentés par quelques buttes isolées à versants raides, secteurs déprimés où des essaims de croupes raclées par la glace émergent d'un labyrinthe de lochs d'eau douce ou d'eau salée. Néanmoins, ce groupe d'îles garde dans l'archipel des Hébrides externes un visage qui lui est propre. Les paysages, sans avoir la variété de ceux de Harris, sont loin de présenter la monotonie qui caractérisait le centre et le Nord de Lewis, car ils comportent des reliefs vigoureux qui méritent parfois le qualificatif de « montagnes » moins par leur altitude que par leur modelé typiquement montagnard. A la différence de Harris et du Sud de Lewis, cependant, montagnes et hautes collines ne se groupent pas pour faire un ensemble d'allure heurtée mais restent séparées les unes des autres, tout en s'alignant en un chapelet le long du Minch ou de la mer des Hébrides. C'est donc essentiellement l'ordonnance des formes qui donne à la partie méridionale de l'archipel son originalité. Depuis le détroit de Harris jusqu'à celui de Barra, une organisation morphologique assez simple de type méridien imprime une dissymétrie fondamentale aux trois grandes îles de North Uist, Benbecula et South Uist. Elle comprend d'Ouest en Est : une côte basse et souvent sableuse bordant une plate-forme continentale fort étendue peu profonde et à pente très douce; des vestiges de bas plateaux rocheux généralement disséqués et qui font place le plus souvent à un dédale de bosses rocheuses et de petits lacs apparemment répartis dans une totale anarchie, mais en fait alignés suivant des axes structuraux; des

hautes collines ou des montagnes à flancs abrupts qui se dressent brusquement, au-dessus du secteur précédent mais descendent plus doucement vers le Minch et la mer des Hébrides, qu'elles atteignent par une côte rocheuse à falaises bordées par des eaux profondes. Ce dispositif qui est d'origine structural, n'est plus valable au-delà du Sound of Barra dans le groupe des îles les plus méridionales dont la position subit un décalage marqué vers l'Ouest par rapport au reste de l'archipel.

a. La guirlande côtière des montagnes et collines de l'Est

Ce bourrelet dissymétrique est l'élément le plus marquant du relief des Hébrides externes du Sud. Il n'est pas continu, car des vallées transversales, le plus souvent transformées en détroits ou en rias par la submersion marine, l'ont sectionné en plusieurs tronçons, mais l'alignement des reliefs est tel que son unité s'impose.

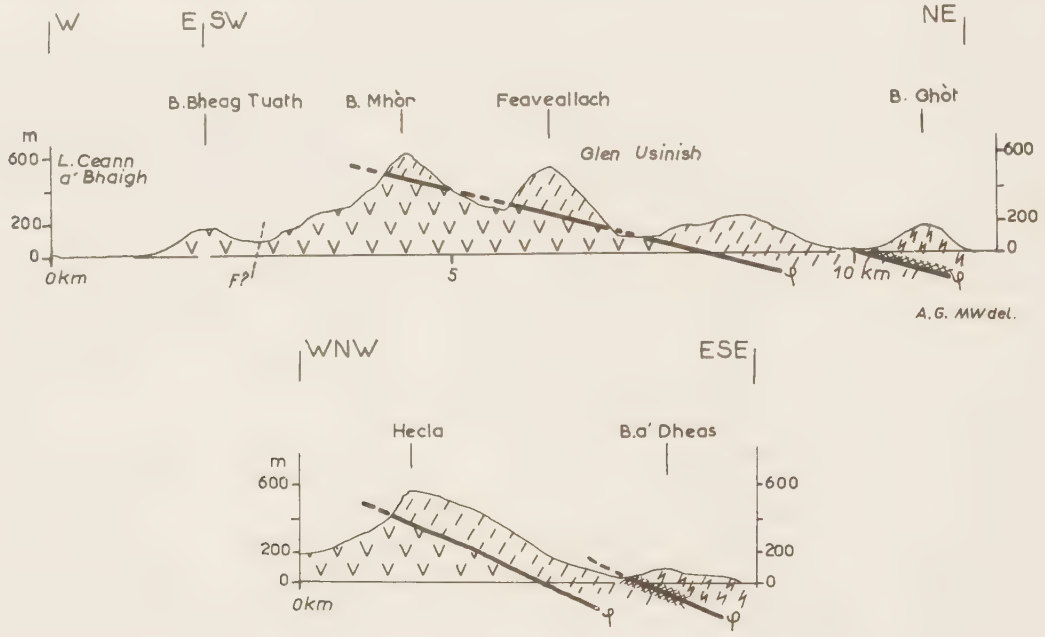


Fig. 94. — *Coupes à travers le bourrelet montagneux de South Uist.*

Il doit à *la structure* son origine et ses caractères. Son dessin, en effet, légèrement arqué coïncide exactement avec les affleurements de gneiss broyés qui ont été charriés sur les gneiss autochtones de l'Ouest. Le contact anormal séparant les deux formations est un plan incliné dont la trace coïncide presque toujours avec un escarpement tourné vers l'Ouest. Ces vieux charriages ont donc introduit dans le socle des contrastes lithologiques qui se traduisent fidèlement dans le modelé actuel. L'interrupution de la barrière montagneuse qui fait de Benbecula une île plate et sans caractère est significative, puisqu'à cet endroit précisément les gneiss charriés n'affleurent pas et sont recouverts par la mer.

On ne peut manquer, par ailleurs, d'être frappé par l'étroite dépendance du dessin général de la côte vis-à-vis du tracé du charriage. Les deux arcs de cercle se suivent à une distance très rapprochée sur près de 100 km, depuis Scalpay jusqu'à l'extrémité sud de South Uist. Or nous avons vu plus haut que la côte orientale des Hébrides externes du Sud était tectonique et liée à l'affaissement du Minch, que l'arc de cercle en question n'était autre qu'une grande faille ou une flexure majeure en relation avec le centre volcanique de Skye et sur laquelle s'était branché le réseau de failles radiales de l'archipel. Il n'y a plus dès lors que deux explications simples à envisager, ou bien l'accident tertiaire a été guidé par la vieille cicatrice des charriages, mais on voit mal le lien qui pourrait unir deux déplacements tectoniques de nature aussi différente, d'autant qu'un décalage permanent de quelques kilomètres de large existe entre les deux dessins; on encore, par l'affaissement qu'il a provoqué, il a imposé aux terrains charriés une limite d'érosion rigoureusement adaptée à son propre tracé. Cette deuxième hypothèse nous paraît la plus plausible et la mieux à même de rendre compte des particularités observées. Quoiqu'il en soit, les collines et montagnes qui s'égrènent en une longue procession sur le bord de la côte est, méritent doublement le nom de reliefs résiduels puisqu'elles ne sont que les vestiges d'une ou plusieurs nappes de gneiss charriés dont l'extrémité occidentale a été mangée par l'érosion et la partie orientale brutalement affaissée sous la mer.

Reste à expliquer maintenant pourquoi ce curieux rempart a réussi à se maintenir malgré quelques sérieuses brèches. Il fait peu de doute que nous avons affaire à une suite de « härtlinge » qui ont bénéficié de la présence de roches sinon extrêmement dures, du moins très massives. Au North Lee, qui présente bien des traits de ressemblance avec son proche cousin le South Lee et même avec un parent un peu plus éloigné Eaval, le bourrelet se dresse brusquement au-dessus de la plaine rocheuse qui borde le Loch Maddy, par des pentes comprises entre 30 et 50°. Mais le sommet garde une allure lourde et convexe qui se raccorde progressivement vers l'Est au plateau côtier par des versants inclinés à 10-13°. Cette dissymétrie est d'ordre structural. A l'Ouest, les pentes raides marquent le contact entre deux types de roches nettement opposées que sépare un plan de charriage doucement incliné vers le Minch et accompagné par des brèches tectoniques (« flinty-crush rock »). Morphologiquement c'est une « pseudo-cuesta » analogue à celles qui ont été décrites aux environs du Loch Alsh et du Loch Carron, mais taillée dans des matériaux différents. Au pied du North Lee, la zone lacustre et basse est constituée par du Lewisien ordinaire où alternent des bandes quartzo-feldspathiques claires et des bandes verdâtres riches en amphiboles. Les plans de feuilletage sont bien marqués mais subhorizontaux. Puis en s'élevant sur les pentes, on rencontre après quelques lentilles discontinues de brêches tectoniques, une roche gris-vert qui forme le sommet de la colline. Très dure à casser au marteau, peu altérée même sous la tourbe, elle a un grain fin et un aspect massif. La densité des diaclases varie suivant que les mesures sont faites dans le plan des fissures dominantes orientées WNW-ESE ou dans un plan perpendiculaire, mais dans l'ensemble elle reste faible. Sur les parois, la médiane s'établit autour de 3-4 au mètre si l'on ne tient pas compte des petites cicatrices irrégulières discontinues et parfois courbes qui traversent la roche en tous sens pour donner au détail des surface rocheuses une allure très compliquée. Il est clair que la composition minéralogique n'est pas en cause dans la résistance du matériel puisque la hornblende domine. Mais l'examen microscopique révèle un fond microcristallin très important dans lequel sont noyés les gros cristaux d'amphibole et qui donne une trame solide à une roche qui mérite plus le nom « d'amphibolite mylonitisée » que celui de « gneiss broyé ». Il est vrai que plus à l'Est vers la côte, ces mylonites font place progressivement à des gneiss où le broyage est du reste de moins en moins intense et où réapparaissent des plans de feuilletage inclinés vers la mer. C'est cette inclinaison des bancs de gneiss qui explique la descente douce du versant oriental du North Lee et des reliefs voisins, en même temps que l'allure lourde et convexe des fausses falaises (versants continentaux) qui bordent le Minch.

A South Uist, le dispositif tectonique est plus compliqué puisqu'il comprend par endroits deux charriages au lieu d'un. A la première masse de terrains charriés, correspond le principal alignement de reliefs et en particulier les deux plus hautes montagnes de l'île, le B. Mhòr (620 m) et l'Hecla (610 m), à la seconde plus à l'Est, une presqu'île d'altitude médiocre : Usinish. L'individualisation des unités tectoniques est visible dans le modelé car les deux plans de translation sont accompagnés de terrains relativement tendres qui se traduisent par une rupture de pente marquée dans la topographie *(fig. 94 et 95)*. Ainsi, à l'Ouest de chacune des trois montagnes voisines que lient d'étroits liens de parenté morphologique — l'Hecla, le Feaveallach et le B. Mhòr — subsistent à des altitudes analogues des éperons convexes dont le sommet plat taillé dans les gneiss clairs de l'avant-pays a conservé la trace de la surface intermédiaire. Puis un knick très net, marque l'affleurement de brèches tectoniques qui dépassent quelquefois 20 et même 25 m d'épaisseur. Roches sombres à grain très fin, elles présentent un aspect amorphe et même vitreux qui serait dû à une fusion partielle (1). Ces « flinty crush rocks » montrent souvent une décomposition de couleur brune qui ne fait que traduire la fragilisation par de multiples cassures et fissures. Elle sont moins résistantes que les gneiss et amphibolites écrasés qui les surmontent et permettent au plan de charriage qu'elles jalonnent d'apparaître parfois dans le paysage sous forme d'une rainure ou d'une banquette : Depuis le sommet du B. Mhòr, on peut ainsi suivre très facilement sur le flanc sud-ouest de l'Hecla ce contact anormal incliné à 25° environ vers l'ESE. Au-dessus, c'est l'épaisse masse de mylonites dont sont formés les versants raides tournés vers le Nord-Ouest et toute la partie sommitale des trois montagnes. Gneiss riches en hornblende passant localement à de véritables amphibolites à quartz où les grains xénomorphes sont en inclusion dans les amphiboles, ils ont une texture qui ne montre pas d'orientation préférentielle des minéraux. Aussi la roche, au demeurant assez dure, apparaît-elle sur le terrain comme massive et sans feuilletage avec des fissures irrégulières et discontinues. Ce n'est qu'un peu à l'Est des sommets que s'individualisent plus nettement des bancs inclinés vers la mer c'est-à-dire vers le Sud-Est et formant sur le flanc sud-ouest du Feaveallach une série d'abrupts obliques. Si ces plans de feuilletage inclinés qui se retrouvent au B. Mhòr rendent compte de la forme dissymétrique des reliefs, les diaclases expliquent le tracé festonné en redans du « front » de la pseudo-cuesta. En effet, les diaclases qui ont une densité non négligeable. (Au sommet du B. Mhòr, la médiane est de 6 au mètre), sont orientées NNW-SSE, donc obliquement par rapport à l'alignement qui se fait du NNE au SSW. Les principales fractures ont provoqué de profonds rentrants et déterminé la forme étroite et rectiligne de certaines crêtes montagneuses comme celle du B. Mhòr. A l'Est des montagnes, un creux qui sépare Usinish du reste de l'île, trahit la présence de mylonites assez fortement décomposées qui

(1) Kursten les considère comme des pseudo-tachylites.

accompagnent pour JEHU et CRAIG [234] la trace d'un second charriage. Cete dépression est dominée par les collines à flancs convexes et lourds de la péninsule d'Usinich, qui représentent une masse allochtone supérieure constituée de gneiss broyés, très diaclasés et assez friables.

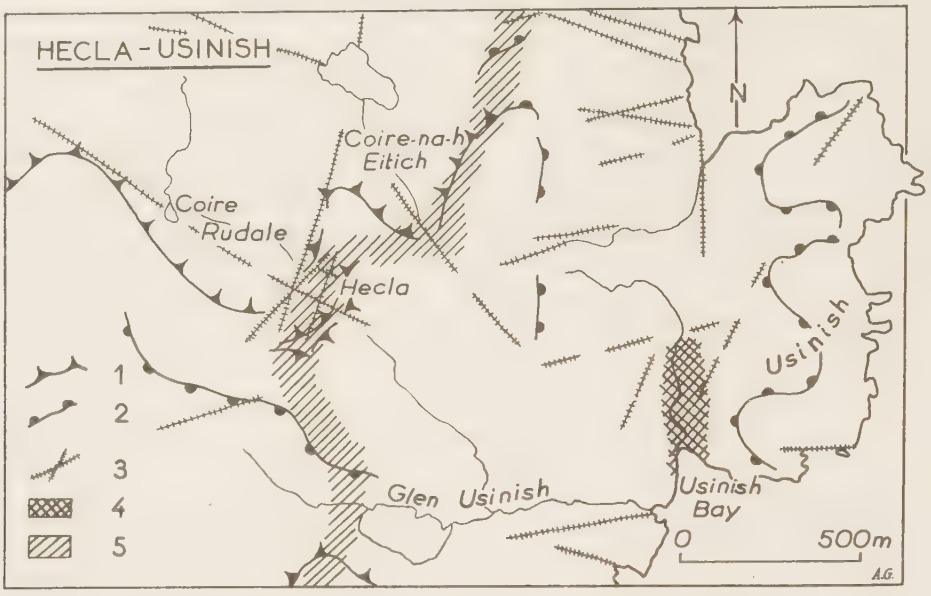


FIG. 95. — *La partie centrale du bourrelet montagneux de South Uist.*
1 : escarpement; 2 : rupture de pente prononcée; 3 : creux de fracture; 4 : mylonites du charriage supérieur; 5 : brèches tectoniques (« flinty-crush-rocks ») du charriage inférieur. Les limites d'affleurements sont dessinées d'après JEHU et CRAIG.

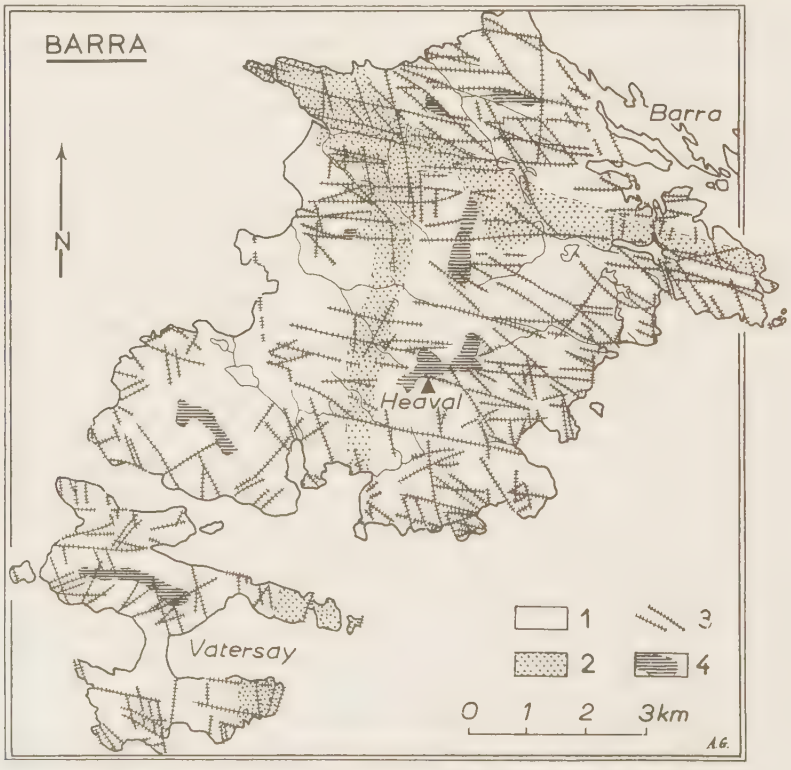


FIG. 96. — *Les îles de Barra et de Vatersay (Hébrides externes).*
1 : gneiss lewisien; 2 : brèches tectoniques (« flinty-crush-rocks »); 3 : creux de fracture; 4 : fragments résiduels d'aplanissement. Les limites d'affleurements sont dessinées d'après JEHU et CRAIG.

Dans l'île de Barra, l'ordonnance des charriages qui est encore différente offre moins d'intérêt pour la morphologie, car les contrastes lithologiques sont moins accusés. Presque toutes les collines gardent avec leur sommet plat des vestiges d'un aplanissement qui est probablement le niveau écossais, et la dissection a été commandée par un réseau bien dessiné de fractures entrecroisées ou prédominent trois directions dont deux orthogonales. Les accidents est-ouest sont les plus frais, les plus continus et sans doute les plus récents. Néanmoins, l'examen des photos aériennes qui a permis la réalisation de la *figure 96* révèle que les affleurements de brèches tectoniques ne sont pas totalement sans influence sur la topographie. La branche méridienne en particulier coïncide assez exactement avec un creux allongé qui se suit de Cuier à Castlebay. Là encore la roche qui a subi un intense broyage mais sans recristallisation suffisante a été la proie d'une décomposition poussée.

Sur les collines et les montagnes de North Uist et South Uist, dont la guirlande faisait obstacle au déplacement de l'inlandsis vers l'WNW après sa traversée du Minch, les traces laissées par *la glaciation* sont innombrables. Pourtant il semble bien que la glace n'ait pas tout recouvert et ait laissé émerger les plus hautes montagnes, Hecla et B. Mhòr en particulier. Certains signes, en effet, ne trompent pas. La disparition des roches polies vers 460-480 m, la présence sur les sommets de chicots rocheux où la disposition originelle des diaclases entre les blocs est encore reconnaissable sont déjà des indices. Au B. Mhòr, la crête sommitale offre l'image d'un ancien nunatak avec ses chaos de gros blocs irréguliers. Fixés et couverts de mousse, bien plus abondants du côté le moins raide au Sud-Ouest que de l'autre, ils ne peuvent en aucun cas être confondus avec les éboulis tardiglaciaires qui sont éparpillés au pied des parois du cirque sur le versant nord-est. Bien qu'étant parfois d'authentiques éboulis de gravité, ils se disposent le plus souvent en coulées de blocs se terminant par un front bombé et convexe dirigé dans le sens de la plus grande pente. Une mise en place par des mouvements de masse sous climat périglaciaire — ou supra-glaciaire — très agressif n'est donc pas douteuse. En l'absence d'escarpements les dominant, ils n'ont pu être alimentés que par la roche en place de la crête elle-même avec laquelle on observe parfois un passage progressif depuis les amas de blocs libres jusqu'aux empilements non dérangés des volumes limités par les plans de diaclases. Au total, beaucoup d'éléments concourent à faire du B. Mhòr une ancienne crête-nunatak épargnée par la glace. Le glacier dont le sens de progression coïncidait grossièrement du reste avec l'orientation de la crête, avait à peu de choses près la même épaisseur qu'à Harris.

On aurait pu penser que la dissymétrie structurale du bourrelet montagneux serait sortie renforcée par le rabotage de glaciers se déplaçant de l'ESE vers l'WNW. Le polissage à l'Est, l'arrachement à l'Ouest ne pouvait que contribuer à accuser les traits d'opposition des versants. En réalité, ce shéma séduisant est à nuancer, car l'action de la glace s'est essentiellement manifestée dans les détails du modelé et pas toujours dans le sens qu'il était logique de prévoir. Ainsi le phénomène de « crag and tail » (1) qu'on était en droit d'attendre, n'a pas beaucoup joué et en tout cas beaucoup moins que ne le laisse croire G.L. Davies dans son étude de North Uist [117]. Sur le flanc ouest du North Lee, il y a surtout des bosses rocheuses jusqu'à la base avec quelques maigres petites buttes morainiques. L'isolement de la colline n'a sans doute pas été suffisant. Un des rares exemples caractéristiques de « crag and tail » se trouve à Benbecula où le seul obstacle est constitué par la butte du Rueval qui se dresse au milieu de l'île plate. Même en se limitant à la partie sommitale des reliefs, le contraste entre les zones de polissage et celles d'arrachement n'est pas toujours valable et la structure a exercé souvent une influence plus tyrannique que l'exposition. Au North Lee et au South Lee, sur le flanc est existent de belles zones d'arrachement en encoignure le long des grands plans de faiblesse. Inversement, une bonne partie du versant occidental du North Lee est occupé par des roches polies. C'est surtout le long des passages transversaux découpant le sommet de la colline suivant le dessin des fractures principales que de gros blocs ont été détachés. Mais un bon nombre de ces énormes fragments de roche masive sont restés sur place ou à peu près, sans subir de transport notable; ce qui montre que la décompression des parois après la disparition du glacier a peut-être joué un rôle plus important que l'arrachement proprement dit. Entre les nunataks de l'Hecla, du Feaveallach et du B. Mhòr, de larges passages en forme de selle ont été, au moment du maximum glaciaire, empruntés par la glace qui les a utilisé comme cols de diffluence ou de transfluence. Or il est à remarquer que ces sols jalonnent la ligne principale de partage des eaux coïncidant elle-même en gros avec l'alignement des sommets. Nous avons donc là un secteur de stabilité qui n'a pas été modifié par le passage de l'inlandsis, pas plus d'ailleurs que par l'action des glaciers locaux se dirigeant en sens inverse vers la mer des Hébrides, à une période plus tardive. Il n'y a, par conséquent, aucune raison de rendre les glaciers responsables de la création des grandes brèches qui traversent le rempart montagneux, en favorisant l'hydrographie tributaire de la Mer des Hébrides et du Minch, aux dépens des axes qui s'écoulent vers l'océan. Il est infiniment plus probable qu'au cours d'une phase de dissection antérieure au Quaternaire froid, les cours d'eau de l'Est avantagés par leurs pentes fortes ont mordu sur la barrière des collines en profitant des fractures transversales. Les glaciers n'ont fait, au mieux, que façonner un peu et nettoyer ces vallées qui sont actuellement submergées (Lochs Eynort, Boisdale, Eport etc.).

(1) C'est l'homologue dans le domaine glaciaire des accumulations « en queue de comète » des régions littorales. Les dépôts morainiques se localisant parfois « à l'aval » de l'obstacle constitué par des collines rocheuses isolées.

Comme dans la plus grande partie des Hébrides externes, les témoignages d'une glaciation locale sont des plus réduits. Corrélativement, les beaux ravins et gorges, dus au travail des eaux de fonte qui abondent sur le Mailand sont très rares ici. Les seuls cirques caractéristiques sont localisés dans les montagnes de South Uist. D'après le format, l'altitude et surtout le modèle il semble qu'on puisse distinguer deux types de cirques d'âge différent. Le grand cirque évasé du Coire Rudale qui entaille le versant nord, de l'Hecla avec ses rebords émoussés et un fond descendant à une altitude très basse (moins de 200 m) est certainement plus ancien que le cirque plus réduit mais frais et perché du B. Mhòr. Ce dernier est un des plus beaux des Hébrides externes et un des rares à témoigner nettement d'une évolution tardive. Plus typique par ses escarpements de bordure que par sa base en pente marquée, il a des parois plus raides en exposition est que sur le côté tourné au Nord. Cette anomalie tient à la structure, car les grandes diaclases NNW-SSE qui traversent la montagne n'ont pas un plan vertical mais incliné vers l'Ouest, ce qui détermine des surplombs pour la paroi exposée à l'Est. Ces diaclases ont été utilisées par une série de profondes entailles qui ont évolué en ravins mais sont désormais mortes.

Malgré des conditions topographiques et lithologiques assez favorables, le sommet du B. Mhòr ne présente pas de phénomènes périglaciaires fonctionnels car l'altitude est trop faible. Quelques vestiges abimés de cercles de pierres n'évoluent plus à l'heure présente.

b. Les secteurs déprimés

Ils occupent de beaucoup la plus grande place dans les Hébrides externes du Sud, mais leur morphologie est, en général assez simple. Le modelé souvent monotone se réduit à la combinaison de trois éléments : des éléments de bas plateaux, quelques buttes, et les zones d'altitude très faible où alternent bosses rocheuses et creux lacustres ou tourbeux.

Les vestiges de bas plateaux sont surtout représentés dans le Nord-Ouest de North Uist sous la forme de collines étendues aux versants marqués, mais au sommet plat et très régulier, parfois tabulaire. L'altitude comprise entre 80 et 110 m varie peu d'un élément de relief à l'autre, de telle sorte qu'il est aisé de reconstituer l'ancienne surface qui tronquait les bancs parfois énergiquement plissés de gneiss. Dans South Uist, ce type de relief est également présent mais sous un aspect un peu différent. Il s'agit cette fois d'éperons rocheux assez étroits, allongés le plus souvent du Nord-Ouest au Sud-Est et prolongeant en quelque sorte dans le bas-pays, la topographie des hautes collines et montagnes de l'Est. Ces échines ont fréquemment des flancs raides mais leur profil supérieur est très calme et quelquefois subhorizontal : le B. a'Charra, le B. Corary, le Criribheinn ou mieux encore la banquette rocheuse qui prend naissance au pied du B. Ringh Choinnich près de Lochboisdale sont de bons exemples. Comme l'altitude de ces croupes est du même ordre que celle des éléments de plateaux de North Uist, il y a tout lieu de penser, malgré l'interruption de Benbecula, que tous ces vestiges représentent les témoins d'un seul et même aplanissement qui serait le niveau pliocène. C'est d'autant plus probable que souvent le contact avec la barrière montagneuse de l'Est est assuré par un replat non structural qui forme un gradin net avant d'atteindre les restes de la surface intermédiaires. Ce niveau-replat qui s'épanouit dans les environs de Lochboisdale en tronquant plusieurs collines à 210-240 m n'est autre que l'aplanissement écossais signalé en maints endroits et largement conservé dans Barra.

Les rares *buttes* qui se détachent sur les horizons du bas-pays ont généralement des formes élancées qui contrastent vigoureusement avec la platitude morne de la topographie aux alentours. Isolées, comme le Rueval perdu au beau milieu de Benbecula, ou en groupe, comme les deux Crogary et le Maari à North Uist, elles ont toujours un aspect insolite qui frappe. Si l'ensemble B. Aulasary-Marrival, de par sa position équilibrée au milieu du réseau hydrographique divergent de North Uist, évoque assez bien l'idée d'un « fernling », pour certaines buttes en revanche, l'origine lithologique ne fait aucun doute. Le Crogary More et les deux buttes qui l'accompagnent forment un authentique « härtling », par exemple. Des trois collines qui dominent les environs du Loch Maddy, le Crogary More est la plus élevée et la plus raide puisqu'elle se termine par une sorte de piton escarpé du coté sud et quelques abrupts plus discontinus avec des éboulis tardiglaciaires, du côté nord. La roche — une amphibolite quartzifère — qui constitue le sommet est dure, saine et massive avec de rares diaclases espacées (médiane = 3 au mètre). Dans les rochers de couleur sombre légèrement verdâtres qui affleurent, les éléments clairs, quartz et feldspaths, sont noyés dans des amas de cristaux de hornblende à la manière de l'écume dans l'eau de mer. Ni le grain qui est grossier, ni la composition minéralogique qui est riche en hornblende et plagioclases et pauvre en quartz ne peuvent rendre compte de la résistance. La massivité est donc bien le facteur capital. Au microscope, aucune orientation préférentielle des cristaux n'apparait et l'échantillon se présente comme une mosaïque de minéraux très étroitement imbriqués les uns dans les autres. Les gros cristaux de hornblende qui contiennent des inclusions poecilitiques de quartz voisinent avec une multitude de petits cristaux trapus.

A titre de comparaison, une carrière située à 1 km environ du sommet en contrebas dans le gneiss a été examinée. Dans les grandes coupes, s'observe le faciès habituel de Lewisien avec alternance classique de lits quartzofeldspathiques et de lits foncés verdâtres où abonde la hornblende. Le feuilletage prononcé et la densité élevée des diaclases dont la médiane est de l'ordre de 9-10 mètres rendent la roche bien plus fragile que celle de la butte voisine.Une autre carrière plus fraîche localisée au pied du Cringraval non loin de la tête du Loch Eport, confirme les choses en montant un fait supplémentaires intéressant qui avait du reste été déjà signalé par Jehu et Craig [235]. Des amygdales d'amphibolite à quartz ou de gneiss à hornblende plus massives que le gneiss ordinaire qui les entoure résistent mieux que lui à la décomposition et font quelquefois saillie hors de la tourbe. Le contraste entre les deux types de roches est frappant. C'est en quelque sorte la reproduction miniature du phénomène qui a donné naissance au Crogary More. C'est donc à un mécanisme d'altération différentielle qu'il faut faire appel pour comprendre la mise en saillie de ces buttes. Les retouches apportées par la période froide sont minimes .

Le cas du Crogary More n'est pas exceptionnel et d'autres exemples de härtlinge existent. M. Kursten, qui considère ces gneiss à hornblende et amphibolites comme des résidus d'un vieux complexe incomplètement digéré par les granito-gneiss du pourtour, signale à South Uist le cas de la colline d'Arnaval formée au sommet d'amphibolite à grenats. La roche où alternent des bandes claires à grains fins et remarquablement équidimensionnels de quartz, plagioclases, biotite et grenats et des bandes foncées à grains plus grossiers de hornblende, est plus métamorphisée et plus massive que le granito-gneiss déprimé qui l'entoure.

Le paysage amphibie de bosses rocheuses et de lacs ne nous est pas inconnu. Nous l'avons déjà rencontré à Lewis. Il occupe ici la quasi- totalité de la superficie de Benbecula et une bonne part de North Uist et de South Uist. Admirab'ement représenté entre le Loch Eport et le Loch Maddy, il se poursuit vers le Nord dans la mer d'une manière si progressive, avec des transitions si ménagées, qu'on est incapable du haut des montagnes de saisir à l'œil la limite entre les eaux marines et les eaux douces. Aux myriades de lacs entrelacés qui scintillent entre les croupes basses de rochers ou de tourbe succèdent les innombrables chenaux qui enserrent dans les mailles de leur filet dense des milliers d'îles et d'îlots. Cette continuité traduit la profonde unité du modelé et une origine unique : l'ennoyage représenté à des degrès divers certes, mais général. Bien sûr, l'héritage glaciaire est pesant et il serait tentant de dire tout simplement qu'une topographie burinée par l'inlandsis se prolonge dans une côte à fiard. Mais sans parler du problème de la subsidence que nous aborderons un peu plus loin, il a fallu pour en arriver à l'état de choses actuel qu'une dissection sinon profonde du moins poussée, après avoir réduit le niveau pliocène à quelques éléments de faible étendue, mette à nu toute l'infrastructure du socle. L'inlandsis est bien incapable d'avoir réalisé de telles transformations et c'est pour cette raison qu'il est indispensable de faire appel en premier lieu à une phase de dissection antérieure, où les principaux responsables de creusement ont été les cours d'eau tributaires du Minch ou de la Mer des Hébrides. La répartition géographique du type de relief en question, n'est pas le fait du hasard. On la trouve organisée en fonction des étroits ou des longs bras de mer de l'Est qui sont évidemment d'anciennes vallées ennoyées. Or le creusement de ces vallées n'a pas pu prendre place au cours d'un interglaciaire mais s'est effectué pendant la période précédant l'arrivée des glaciers, comme vont nous le montrer deux exemples précis qui rappellent un peu celui déjà décrit en bordure du Loch Carloway (Lewis). A la tête du Loch Eport, ancienne vallée maintenant submergée, s'observent deux coupes extrêmement intéressantes qui montrent dans des zones apparemment dénuées de fractures et sous la moraine de fond, le socle réduit par altération *in situ* à une épaisse masse friable. L'une des coupes est donnée par une carrière à proximité de l'embranchement de la petite route conduisant à Locheport : le gneiss granitique, grâce à une profonde décompositíon agissant suivant les diaclases, a été réduit sur place à un matériel désagrégé de 3 mètres d'épaisseur que recouvre le drift de cailloux anguleux noyés dans une matrice argileuse gris-foncé. Dans l'autre coupe située à près de 2 km à l'Est de la précédente, non loin du rentrant d'Oban na Curra, c'est un magnifique exemple de décomposition préglaciaire que nous pouvons observer. Un gneiss acide, rosâtre est entièrement pourri sur toute la hauteur du front de taille, c'est-à-dire sur 2 m à 2,20 m. La base non visible laisse supposer une épaisseur un peu plus forte. La décomposition s'est faite intégralement *in situ* car les lits quartzo-feldspathiques qui servent de repères ne sont pas dérangés. Au-dessus du matériel réduit en arène, un mince manteau morainique est lui-même recouvert de tourbe. Certains plans de diaclase teintés en rouge-violet par de l'argile ont été lessivés de telle sorte que de petits amas argileux se sont formés à la base. Il était donc aisé de faire des prélèvements à des fins d'analyse. L'étude de la fraction argileuse aux rayons X a révélé une proportion d'illite voisine de 100 %. Aucune trace de kaolinite n'a été décelée. Une telle altération n'a donc pu se produire que sous un climat frais et humide. Vu le matériel — un gneiss assez résistant à l'état frais — compte tenu des épaisseurs de roche pourrie et du climat actuel qui est plus hyperventeux qu'hyperhumide, il faut renoncer à retenir un interglaciaire et *a fortiori* la période postglaciaire. Comme au Loch Carloway, nous avons la preuve qu'une longue période d'altération a accompagné le démantèlement de l'aplanissement pliocène avant l'arrivée des glaciers. Bien entendu, ce travail de creusement et de dissection du niveau pliocène qui n'est pas propre aux Hébrides externes et se retrouve à peu près partout sur les bordures de

l'Ecosse du Nord suppose ici une position relative des terres par rapport aux mers fondamentalement différente de la position présente.

Un second problème à évoquer est celui de la mise en valeur de la structure. Malgré des apparences d'anarchie totale dans le paysage actuel il y a en fait des éléments d'ordre qui sont fournis par la structure et plus spécialement par les grandes fractures et le feuilletage du gneiss. C'est dire l'importance de la direction NW-SE dans l'orientation des lacs et des cours d'eau. Sans vouloir multiplier les exemples, nous retiendrons la région située à proximité de Lochboisdale, car elle est particulièrement typique à cet égard. Les lignes structurales s'y reflètent très clairement dans la topographie. Non seulement les collines ont une forme étroite et allongée, mais de longues dépressions lacustres à dessin rectiligne et à bords francs et raides sillonnent la contrée. Le Loch Boisdale lui-même se prolonge vers l'intérieur par un de ces creux qui le met en communication avec le lac d'eau douce à' Bharp. Dans l'appendice de jonction il est loisible de constater que si l'une des bordures est formée de gneiss granitique sain et à peu près massif donnant naissance à de petits abrupts alignés, l'autre a conservé un placage morainique qui recouvre un roche fortement altérée et même parfois entièrement décomposée. Le mécanisme de formation de ces sillons est donc clair. Le rôle des fractures tout en étant indirect a été fondamental en préparant un canevas qui sera mis ultérieurement en valeur par une véritable *altération différentielle.*

Le réseau hydrographique avait déjà commencé à utiliser les zones rocheuses les plus décomposées avant l'arrivée de l'inlandsis puisque la moraine beurre des versants de roches profondément altérées. Mais les glaciers ont contribué largement — bien qu'imparfaitement — à poursuivre ce nettoyage du manteau de régolites.

c. Les problèmes posés par l'analyse du littoral

Les vestiges de rivages anciens sont rares dans les Hébrides externes du Sud, mais ils ne manquent pas totalement, contrairement à ce qui a été dit de manière un peu hâtive. Si les restes conservés à proximité de Lochmaddy au NNE ou sur la côte de Claddach Kirkibost (North Uist) sont douteux, ceux qui jalonnent la bordure méridionale de la baie abritée du Loch Maddy sont parfaitement nets, en particulier dans le rentrant compris entre Bàgh Ard nam Madadh et Rudha Mòr. Sur la portion de côte exposée à l'Ouest, la moraine qui beurre le bas du versant continental est entaillée par une ligne de falaises mortes très continue. Non loin de là, en exposition nord, subsiste un petit cordon de galets mal roulés dont la partie supérieure est couverte d'herbe et qui justement se prolonge immédiatement à l'Est par la base d'une petite falaise morte dans la moraine. Cet ancien rivage bien que dépassant de peu le niveau des plus hautes mers (+ 0,50 m), est parfaitement identifiable.

A Rudh Ard mhicheil, une des nombreuses pointes sur lesquelles s'appuient les accumulations de galets et les plages sableuses de la côte occidentale de South Uist, c'est un ancien cordon de tempête qui est conservé. Dans le rentrant qui est immédiatement au NE de la presqu'île, le cordon actuel formé de gros galets bien arrondis domine l'estran caillouteux, mais il est lui-même surmonté par un ancien bourrelet couvert d'herbe et bien reconnaissable malgré une entaille qui lui confère un profil dissymétrique. Le matériel est le même que dans l'accumulation actuelle : des galets bien émoussés et emballés dans du sable. L'écart entre les deux cordons de tempête est de l'ordre de 1 m - 1,20 m ce qui ne veut pas dire qu'une telle différence existait entre les deux niveaux marins correspondants.

Enfin, une petite banquette d'érosion taillée dans la moraine ou le socle décomposé à 0,50 m au-dessus du niveau des plus hautes mers actuelles est visible dans un rentrant du Loch Boisdale au Nord de la bourgade.

Il y a très probablement d'autres vestiges d'anciens rivages, mais nous n'avons pas eu le loisir de prospecter systématiquement toutes les côtes pour nous en assurer. Ces quelques témoignages nous suffisent cependant pour affirmer que la mer a laissé des traces à des altitudes faibles qui varient de plus 0,50 m à plus 1 m, suivant l'exposition.Cet ancien niveau est vraisemblablement postglaciaire, car il attaque le matériel morainique sans être jamais recouvert de drift ou de head. Au reste, il est significatif que la hauteur au-dessus de l'estran actuel soit identique à celle du rivage postglaciaire de Breasclete situé en bordure de la dépression médiane qui traverse Lewis, dans une région déprimée qui rappelle précisément les zones basses au Sud de l'archipel. Peut être existe-t-il un lien entre l'altitude médiocre de ces restes littoraux et d'éventuels phénomènes de subsidence actuelle ou du moins de relèvement isostatique postglaciaire insuffisant.

Si les *signes de submersion* sont évidents sur tous les rivages des îles méridionales des Hébrides externes, si la topographie des régions basses montre de façon éclatante les symptômes d'un ennoyage, il ne faut pas pour autant conclure à un affaissement présent des terres.

Un soulèvement médiocre de compensation isostatique après la déglaciation peut suffire à rendre compte des particularités morphologiques et même si une subsidence a eu lieu, il n'est pas prouvé qu'elle se poursuive de nos jours, bien que cette hypothèse ne soit pas à rejeter *a priori.*

PLANCHE III. — *Carte morphologique des Hébrides externes.*

On a souvent invoqué la présence de tourbes partiellement ou totalement submergées pour prouver la subsidence. Mais ce genre de sols continentaux ennoyés n'est pas spécial aux côtes des Hébrides externes; il a été signalé en maints endroits sur les côtes écossaises, le long du Moray Firth notamment où pourtant manquent les signes de subsidence. On replace, d'ordinaire la formation de ces tourbes désormais submergées à la fin de la régression d'âge boréal qui a précédé la remontée du niveau marin durant laquelle s'est constituée la plage soulevée inférieure postglaciaire. il est clair que ces vieilles tourbes ne pourraient constituer une preuve de subsidence que dans la mesure où leur mise en place se serait effectuée à une époque de niveau marin égal ou supérieur au zéro actuel. D'où l'intérêt qui s'attache aux analyses polliniques des tourbes. Pour obtenir des résultats solides, il faudrait multiplier les comparaisons de diagrammes polliniques et pour ce faire effectuer non seulement des prélèvements systématiques, mais obtenir de la part de spécialistes un nombre suffisant d'analyses. Ce ne fut malheureusement pas notre cas et nous devons donc pour le moment nous contenter d'avancer quelques hypothèses à caractère provisoire.

Des tourbes submergées ont été repérées dans le Nord-Ouest de North Uist. On en observe également à proximité de Lochboisdale à 500 m de la localité au SSE, où un épais manteau qui descend au moins jusqu'à — 0,80 m en dessous du niveau des hautes mers est attaqué en microfalaise. Le long du Loch Eport (North Uist), d'excellentes coupes naturelles faites par la mer dans la couche de tourbe montrent que la base — généralement une couverture morainique reposant sur la roche polie — descend bien en dessous du niveau moyen des mers. Un schorre vient généralement recouvrir la partie inférieure de la tourbe au pied de la microfalaise. Des échantillons prélevés à différentes profondeurs sur la même verticale de — 0,65 m à + 0,50 m ont été recueillis pour l'analyse de leurs pollens. Les résultats gagnent à être comparés non seulement avec ceux de Callanish (Lewis) dont il a été question plus haut, mais encore avec ceux qui ont été publiés par K.B. Blackburn pour des tourbes ordinaires de l'île de Barra [57].

Les séquences sont à la fois trop courtes et trop peu détaillées pour que l'on puisse tirer des conclusions sûres. De plus, certains échantillons sont trop pauvres en pollens ou insuffisamment pourvus de pollens d'arbres pour qu'il soit possible d'établir des diagrammes. Un point commun à ces tourbes est leur pauvreté en pollens arbustifs déjà soulignée par Blackburn [57]. En bordure du Loch Eport, il est clair que même pour l'échantillon inférieur, le pourcentage de pollens arbustifs par rapport au total est bien faible. Parmi les pollens non arbustifs, il y a une énorme prépondérance des éricacées à tous les niveaux.

Altitude au-dessus du niv. des + hautes mers actuelles (cm)	Pourcentage des pollens arbustifs par rapport au total des pollens	Pourcentage des éricacées par rapport au total des pollens arbustifs
+ 50	7,2	1 230
0	7,5	1 080
- 65	9,8	930

Ces faits suggèrent que la formation du profil n'a jamais été accompagnée de forêts étendues et rappellent les caractères observés par Blackburn à Barra. Toutefois, à l'opposé de ce qu'il indique sur son diagramme, il ne semble pas y avoir ici de diminution des éricacées dans la partie médiane du profil. En ce qui concerne les espèces arborées, la proportion de bouleau qui est presque de moitié à la base décroît pour devenir égale à celle de l'aune vers le sommet. Dans l'ensemble, les pins sont peu représentés alors que les noisetiers l'emportent dans le haut sur toutes les autres espèces. Nous retrouvons là encore bien des traits de ressemblance avec ce qu'à décrit Blackburn à Barra (Zones VI, VII et VIII). Nous pouvons donc raisonnablement supposer que la quasi-totalité du profil observé au Loch Eport est à placer dans les zones VI, VII et VIII, ce qui oblige à considérer la base de la tourbe submergée comme d'âge boréal.

A Callanish, les analyses montrent des points communs avec les résultats obtenus au Loch Eport, mais la proportion de pollens arbustifs est plus forte à la base. En outre, une importante différence est à signaler : la faible part relative des éricacées par rapport aux cypéracées et aux graminées dans les pollens non arbustifs. Ce fait qui peut être simplement en rapport avec des conditions locales ne s'observe jamais dans les horizons des zones situées au-dessus de la B.A.T. (Transition Boréal-Atlantique), si l'on en juge d'après les profils publiés par Blackburn et Durno pour l'Ecosse. Par contre on retrouve ces phénomènes dans la plupart des profils de la fin de la zone V et surtout dans la zone VI (Boréal).

Si ces tourbes submergées étaient effectivement d'âge boréal (comme la base du profil analysé par Blackburn) l'interprétation n'offrirait guère de difficultés, puisque le niveau marin était à cette époque — suivant l'opinion communément admise (v. par ex. Donner [128]) — en dessous du zéro actuel. Un mouvement de subsidence n'apparaît donc pas indispensable pour expliquer la submersion de ces tourbes.

On peut répéter pour le Loch Eport ou pour le Loch Boisdale ce qui a déjà été dit à propos de la côte de Breasclete (Lewis). Il est difficile d'admettre que des dépôts fragiles comme la tourbe aient pu être aussi large-

ment conservés si leur mise en place avait été antérieure au stationnement de la mer qui a laissé des vestiges supérieurs au zéro actuel. Les quelques vestiges de rivage ancien qui ont été décrits plus haut, appartiennent donc peut-être à une époque plus reculée que celle qu'on serait tenté de leur accorder au vu de leur altitude bien modeste.

Les plaines sableuses littorales : « machair ».

Un dernier problème doit retenir notre attention, c'est celui des plaines sableuses littorales qu'en gaëlique on dénome « *machair* ». Si le terme désigne essentiellement une plage de sable coquillier il peut selon l'usage des habitants s'appliquer tout aussi bien à une topographie bosselée que plate et s'étendre même aux dunes. Ce qui importe à l'homme c'est la présence de sable, car ce dernier en raison de sa richesse en coquilles calcaires constitue un amendement de premier choix pour les sols tourbeux acides. Bien entendu la partie du terroir où le mélange du sable coquiller avec la tourbe s'est effectué, naturellement, est privilégiée par rapport aux autres secteurs. Les « machairs » ne sont pas propres au Sud de l'archipel, ils sont également présents en certains points d'Harris, de Lewis et de Tiree, mais nulle part ils n'atteignent un développement aussi important qu'aux îles de North Uist, South Uist et Benbecula. Quoique de vastes machairs occupent les rivages septentrionaux de North Uist, ils sont essentiellement localisés sur les côtes plates occidentales. Toujours, ils accompagnent les plate-formes continentales peu profondes où le plongement doux permet à la mer de ramener sur l'estran des coquilles et grains minéraux en des accumulations que remanient les vents d'Ouest. Si malgré l'exposition sud-ouest, les machairs font défaut sur la côte de Kirkibost (North Uist), c'est précisément parce que la pente s'accentue localement en raison de la présence d'une ancienne vallée submergée transformée en bras de mer. Le problème n'est donc pas de déterminer l'origine de ces côtes sableuses, elle s'impose d'elle-même; mais plutôt de voir pourquoi s'est effectué de manière si générale et sur une aussi large échelle, le mélange de sable avec des dépôts organiques.

Dans les machairs (*lato sensu*) les plus complets, se rencontrent trois zones grossièrement parallèles au tracé du rivage. Une coupe dans le Machair Leathann (North Uist) depuis Grenetote jusqu'à Tràigh Iar peut servir d'exemple avec ses bandes successives : 1) une dépression au sol tourbeux ou marécageux qui longe les basses collines de gneiss de l'intérieur; 2) le machair proprement dit couvert de prés où le sable coquiller vient recouvrir la tourbe. Par endroits, cette partie plate ressemble à un schorre ancien, perché, encore visité par les embruns actuels et qui domine par une microfalaise de 0,20 m à plus d'un mètre, le schorre actuel. Grâce à cette petite coupe naturelle, on peut voir que dans le matériel sableux est intercalé un horizon humifère., à 30-40 cm au-dessous de la surface; 3) Progressivement, la topographie devient irrégulière et on s'achemine vers un cordon de dunes de plus en plus élevées qui borde la grande plage sableuse de Tràigh Iar.

Un dispositif analogue s'observe au machair situé à l'Ouest de la ferme d'Ormaclett Castle (South Uist). Depuis le creux tourbeux qui borde les régions rocheuses de l'intérieur, jusqu'aux dunes de la côte, on peut suivre les changements progressifs d'un matériel qui vers l'Ouest devient de moins en moins humifère pour s'enrichir sans cesse en sable. Comme à Leathann, dans la zone plate des prés salés, le sable est traversé par des horizons noirâtres à faible profondeur (20 cm). Vers Liniclett, ou sur la côte de Peinavalla à Borve (Benbecula) le machair est encore moins large — moins d'un kilomètre — mais la même division tripartite y est toujours valable. Il semble donc que la présence de dunes en bordure du littoral soit un trait caractéristique qui accompagne les machairs typiques. La part des actions éoliennes dans la formation de ces plaines sableuses ne peut donc pas être négligée *a priori*.

Un fait indiscutable, c'est l'origine marine du matériel sableux du « machair ». La répartition géographique littorale, l'abondance des coquilles sont des signes qui ne trompent pas. Des apports continentaux d'origine glaciaire ou fluvio-glaciaire ne pourraient pas expliquer la localisation presqu'exclusive d'Ouest et d'ailleurs la moraine de fond est remarquablement pauvre en coquillages marins. L'analyse granulométrique des sables ne fait que confirmer leur provenance marine. Malgré des prélèvements assez dispersés, une étroite parenté lie les courbes cumulatives des différents sables du machair et leurs indices de classement sont très voisins *(fig. 84)*. Dans l'ensemble, le sable a été bien trié et correspond à ce qu'on peut attendre du matériel de plages bien exposées à la houle du grand large. Il n'y a aucune mesure en tout cas avec des dépôts fluvio-glaciaires du genre de celui de Carnish qui sont il est vrai anormalement mal classés. L'échantillon-témoin pris sur le sommet de la dune actuelle ne montre pas un classement tellement supérieur au reste du lot, ce qui oblige à prendre en considération un remaniement par le vent.

En ce qui concerne la morphoscopie des grains de quartz (tableau VII) qui peut nous éclairer sur les derniers en date des remaniements, on constate à toutes les dimensions une majorité de grains subanguleux luisants qui témoignent d'une usure limitée par l'eau qu'on doit raisonnablement attribuer à la mer, car les cours d'eau sont ici de trop faible dimension. Toutefois ce sable n'est pas homogène. Il contient une proportion non négligeable de grains arrondis mats qui ne peuvent pas tous provenir de grès continentaux, puisque la couverture sédimentaire est inexistante ou presque aux Hébrides externes. Force nous est donc d'envisager un remaniement

éolien important qui pourrait se placer sous des conditions de climat périglaciaires à un moment où l'estran sableux était plus largement dégagé et le niveau marin plus bas qu'aujourd'hui. Reste une troisième catégorie de grains, celle des quartz taraudés qui ont subi, de toute évidence les marques d'une altération liée à la pédogenèse. Trop anguleux, pour provenir d'une vieille couverture continentale gréseuse, ils dérivent du stock de décomposition sur place du socle, qui a été, comme nous vu partiellement pris en charge par les glaciers. Au total, un curieux mélange où dominent les actions marines. Libérés par la désagrégation de la roche en place, transportés par les glaciers, les grains de quartz ont été pour la plupart repris et remaniés par la mer. Certains d'entre eux néanmoins ont gardé de leur façonnement antérieur par le vent un aspect caractéristique. Mais l'histoire longue et compliquée des grains de quartz ne saurait se confondre avec celle du machair.

Une ultime question se pose donc. Peut-on replacer l'épisode de la formation du machair dans les étapes de l'évolution quaternaire ? Personnellement, nous pensons que l'altération du machair a dû s'échelonner sur de longues périodes et qu'actuellement encore elle doit pouvoir continuer par saupoudrage de sable coquiller des dunes vives sur les schorres en expansion ou même sur la tourbe. Mais ce ne sont là que des phénomènes locaux, et il a fallu des conditions autrement plus favorables que celles réalisées aujourd'hui pour aboutir à une généralisation du processus de mélange du sable avec la tourbe. Les remaniements éoliens attestés par les analyses morphoscopiques doivent dater de la fin de la période froide. Une fois les glaciers disparus, mais avant que le niveau marin ne remonte, peut-être à la fin du Tardiglaciaire (?), les conditions les plus propices à l'action du vent étaient réalisées. Mais, pourquoi ne pas mettre principalement sur le compte de la mer postglaciaire qui a laissé des vestiges dispersés de son rivage, la mise en place du matériel sableux ? Les machairs en effet, sont des zones très basses à l'exception des dunes, et nous avons vu qu'en certains cas au moins, ils n'étaient que d'anciens schorres. Ultérieurement le sable a été, au fur et à mesure de l'adoucissement et de l'humidification du climat, colonisé par la végétation tout en étant réalimenté à la partie supérieure par des projections éoliennes qui durent encore (1).

(1) Les valeurs modérées ou faibles de la teneur en calcaire du matériel (analyses calcimétriques effectuées par les soins de M. Guilcher, à l'Institut de Géographie de Paris) qui ressortent du tableau suivant :

Localité	Teneur en CO_3 Ca (%)
Sable de machair plat, Liniclett (Benbecula).	14
Sable de machair, zone interne, 200 m à l'Ouest d'Ormaclett Castle (South Uist).	16,5
Id. zone moyenne plate, 400 m plus à l'Ouest.	47,5
id. zone externe, sommet d'une dune avec remaniement par le vent, 400 m à l'Ouest du précédent.	47,5

ne peuvent se comprendre qu'avec une décalcification partielle d'autant plus poussée que le sable est plus éloigné de la côte actuelle.

A titre de comparaison, les échantillons prélevés dans les machairs de la presqu'île de Mullet (Mayo, Irlande), dans une situation tout à fait semblable à celle de South Uist, ont des teneurs comprises entre 76 et 89 %. Dans les dunes en arrière, la décalcification ramène les proportions à des valeurs de l'ordre de 18 à 37 % (communication écrite de M. A. Guilcher et 194 bis).

CHAPITRE VI

LES RELIEFS RÉSIDUELS DU NORD ET DU NORD-OUEST : LE CENTRE DU MAINLAND SEPTENTRIONAL

Dans le vaste quadrilatère que constitue le Mainland central au Nord de la latitude du Loch Broom et du Dormoch Firth, le modelé n'est pas fondamentalement différent de celui qu'il nous a été donné d'observer dans la région côtière du Nord-Ouest et aux Hébrides externes : même contraste entre les lignes régulières et subhorizontales des bas plateaux tourbeux ou rocheux et les pentes raides des reliefs vigoureux qui les surmontent, même contact brutal que souligne un angle de base, même dépendance étroite par rapport aux facteurs structuraux. Mais dans l'ensemble, le paysage est nettement plus simple, parfois réellement monotone, les unités morphologiques sont moins nombreuses et d'un format plus grand *(Carte hors-texte IV)*.

La délimitation est assez aisée au Nord avec la côte et au Sud avec la bordure de la zone montagneuse. Par contre, à l'Est, le problème est plus délicat, car des reliefs caractéristiques du Centre se retrouvent à proximité du Moray Firth. D'une manière générale, nous avons limité notre analyse au socle de l'intérieur en réservant pour un autre chapitre l'étude de la bande côtière de sédiments du Vieux-Grès-Rouge pour laquelle se posent des questions morphologiques particulières. En plus du Sutherland Central, la partie occidentale du Caithness et une petite portion du Ross-shire au Sud-Ouest du Strath Oykell se trouvent donc incluses dans ce chapître. Le massif de granite d'Helmsdale et sa bordure de gneiss et quartzite en sont exclus car ils sont trop engagés dans la zone gréseuse qui borde la Mer du Nord pour pouvoir en être séparés. En revanche, les buttes de Vieux-Grès-Rouge qui s'égrènent jusqu'au Kyle of Tongue font partie intégrante de l'ensemble morphologique qui va être étudié.

Dans l'unité d'un modelé qui comprend essentiellement des plateaux d'érosion entaillés par quelques vallées et dominés par des buttes, montagnes ou massifs montagneux isolés, il est bien difficile d'établir une division régionale qui ne soit pas artificielle. Comme le paysage s'ordonne naturellement autour de deux grandes cuvettes, il nous a paru normal d'utiliser ces dernières dans le découpage. Celle du Nord, dont le centre est occupé par le Loch Naver n'a pas gardé son unité hydrograhique (V. 1re partie, chapitre III), mais elle conserve intacte sa couronne d'inselbergs. Celle du Loch Shin plus au Sud, avantagée par la coïncidence approximative entre la direction de cours d'eau et les lignes de la structure répond mieux à l'idée qu'on se fait d'un bassin hydrographique. Il convient d'ajouter à ces deux vastes unités la grande bande des plateaux côtiers du Nord, que traversent en s'encaissant quelques vallées méridiennes et qui prend de plus en plus d'ampleur vers l'Est.

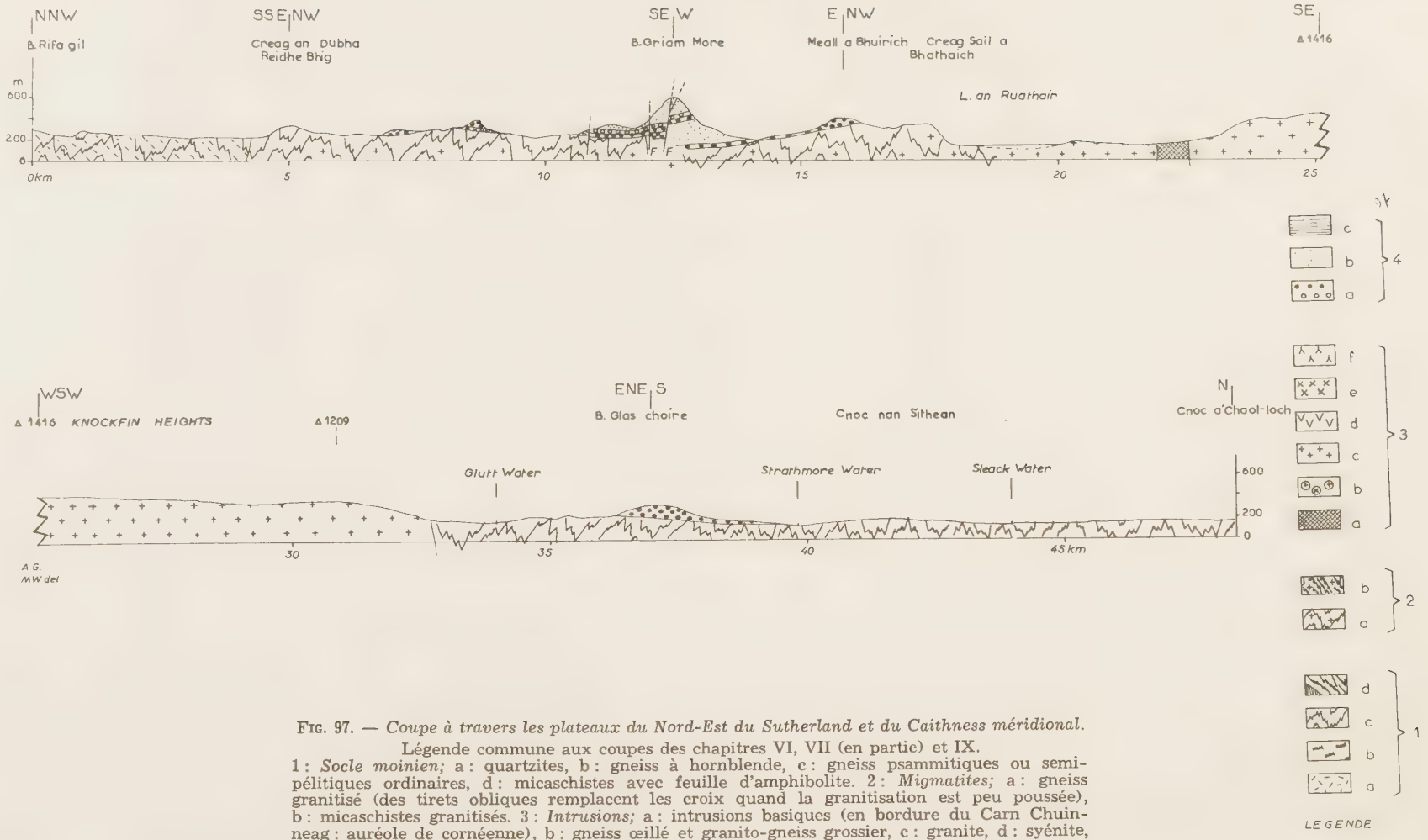


Fig. 97. — *Coupe à travers les plateaux du Nord-Est du Sutherland et du Caithness méridional.*

Légende commune aux coupes des chapitres VI, VII (en partie) et IX.

1 : *Socle moinien;* a : quartzites, b : gneiss à hornblende, c : gneiss psammitiques ou semi-pélitiques ordinaires, d : micaschistes avec feuille d'amphibolite. 2 : *Migmatites;* a : gneiss granitisé (des tirets obliques remplacent les croix quand la granitisation est peu poussée), b : micaschistes granitisés. 3 : *Intrusions;* a : intrusions basiques (en bordure du Carn Chuinneag : auréole de cornéenne), b : gneiss œillé et granito-gneiss grossier, c : granite, d : syénite, e : granito-gneiss à grain fin, f : gneiss à riebeckite. 4 : *Couverture de Vieux-Grès-Rouge;* a : conglomérats (quand les deux figurés sont représentés côte à côte, les cercles blancs indiquent une majorité de galets de quartzites, les cercles noirs une prépondérance dees galets de granite, ailleurs les couleurs sont sans signification particulière), b : grès, c : grès fins argilo-schisteux.

1. — LES PLATEAUX COTIERS SEPTENTRIONAUX

a. Les surfaces d'érosion

Dans un paysage où dominent les grandes étendues monotones plates et tourbeuses, la simplicité d'ensemble est due avant tout à la présence de niveaux d'aplanissement tronquant à la fois les roches variées du socle — gneiss psammitiques et granites d'anatexie avec toutes les transitions; micaschistes; gneiss à hornblende et amphibolites — et quelques éléments résiduels de la couverture gréseuse dévonienne.

Le niveau pliocène.

Le niveau pliocène est de beaucoup le mieux représenté. Il forme à lui seul la majeure partie de la région en donnant naissance à un grand plateau bas qui prolonge la table du Caithness. Sa régularité est souvent admirable, surtout sur les affleurements de granite ou de granito-gneiss. Ainsi à l'Est du Strath Halladale, de vastes surfaces tourbeuses horizontales parsemées de petits lacs jalonnent à la limite du Sutherland et du Caithness les granites feuilletés d'un vieux complexe d'injection. Sletill Hill, une des rares collines de socle à dominer le paysage par son dos convexe et allongé qui émerge de la planitude morne, est constituée par deux fuseaux de gneiss ayant échappé à la montée du granite et se trouvant isolés au milieu du gisement. Un peu plus à l'Ouest, entre le Strath Naver et le Strath Halladale, c'est un plan uni presque parfait qui tronque les migmatites, mais le contact avec le gneiss ordinaire moinien passe inaperçu. Dans Borgie Forest d'ailleurs, la présence de gneiss à hornblende n'affecte en rien l'allure générale de la surface, malgré une légère décroissance d'altitude.

Cet aplanissement qui peut monter jusqu'à 180 m vers l'intérieur descend très lentement et progressivement vers la côte où son altitude est de l'ordre de 80 à 100 m en général. Au Sud-Est de Reay, on le voit qui nivelle à la fois les grès et conglomérats dévoniens de bordure et le sommet de collines de granite et même de diorite. A Coldbackie, au Nord de Tongue, le niveau est d'autant plus clair qu'il forme une splendide banquette côtière taillée dans les conglomérats au pied du Cnoc an Fhreiceadain constitué des mêmes roches *(photo 15)*. Développé localement dans les gneiss, il a permis la surimposition de la rivière Alltan na Creige non loin de son embouchure.

Comme aux Hébrides externes, il est aisé de démontrer ici que l'aplanissement était déjà disséqué quand régnèrent les climats frais et humides de la fin du Pliocène (Villafranchien). Les exemples de profonde décomposition du socle *in situ* dans les vallées qui entaillent le plateau ne manquent pas. Un affluent de rive gauche de la rivière Naver s'encaisse ainsi au Nord du Tom Apigill dans les micaschistes qui apparaissent altérés sur presque toute la hauteur du versant. Certaines lentilles ou amygdales de quartz encore en place et parallèles à la schistosité résistent, mais d'autres partent en sable. Dans le secteur d'Achentoul Forest, où le niveau d'aplanissement forme une large poche vers le Sud sur le « Vieux-granite » entre les buttes des deux Ben Griam et le plateau plus élevé des Knockfin Heights, plusieurs coupes permettent de voir d'épais régolites élaborés sur place. La roche à grain moyen ou fin, teintée en rouge, qui est visible dans une carrière près de Ballach Cottage a été fragilisée par de multiples diaclases sous le manteau morainique, mais la profondeur d'altération reste modeste. En revanche, un peu plus au Sud, à Achentoul, les coupes naturelles faites par un affluent du Bannock Burn sont très instructives, car en dessous du placage de moraine qui ne dépasse pas 50 cm d'épaisseur, l'entaille s'est faite dans un granite réduit en miettes et complètement pourri sur une hauteur de 2,50 m à 3 m. La roche est si tendre qu'elle a été modelée par le modeste cours d'eau en une terrasse que recouvrent quelques lits d'alluvions. La continuité des fissures et des veines avec la roche saine lavée à la base par le ruisseau, interdit de voir dans le matériel autre chose qu'une « altérite » *in situ (photo 16)*. Dans tous les exemples qui viennent d'être signalés, la position sous les dépôts morainiques et l'épaisseur souvent considérable de la décomposition ne permettent pas d'attribuer aux périodes interglaciaires et à plus forte raison au Postglaciaire la totalité du travail d'érosion chimique. Or, les analyses des fractions argileuses ont donné des résultats similaires dans tous les cas, avec une forte prédominance de l'illite parfois quasi exclusive, et des pourcentages plus modestes de vermiculite ou de montmorillonite (tableau VII).

Ce type d'altération qui se rencontre d'ordinaire sous les climats frais et humides ne peut guère se replacer qu'à la fin du Tertiaire immédiatement avant l'arrivée des glaciers, très probablement au Villafranchien.

La surface intermédiaire.

Vers l'intérieur, le niveau pliocène vient buter contre d'autres aplanissements plus anciens. La surface intermédiaire en particulier est magnifiquement conservée sous forme d'une table, au Sud-Est d'Achentoul

Forest, en position d'interfluve : les Knockfin Heights *(fig. 97)*. Nulle part en Ecosse du Nord, cette surface d'érosion n'est mieux représentée que sur ce large élément de plateau subhorizontal, couvert de tourbières et de mares (V. *carte hors-texte VI*), et qui se suit sur plus de 8 km à une altitude comprise entre 400 est 425 m. La présence de granite décomposable contribue certainement à donner aux formes leur régularité, mais en fait bien d'autres roches sont nivelées par l'aplanissement, au moins vers le Sud : des quartzites, des gneiss et même des bandes de micaschistes. Au reste, le comportement du granite de la région n'est pas sans poser un problème. Dans le même complexe d'injection granitique se rencontrent côte à côte la partie nord des Knockfin Heights table rigide où la surface intermédiaire a bien subsisté et la cuvette d'Achentoul Forest où a pénétré le niveau pliocène. Vers le Nord, ce dernier nivelle la plus grande part de l'affleurement du Vieux Granite d'anatexie.

L'examen des échantillons en lames minces et les analyses minéralogiques ne donnent pas la clé du problème.

Au Cnoc nam Bò Riabhach, éperon à sommet plat qui prolonge les Knockfin Heights vers le Nord-Ouest, la roche n'est pas masquée par la tourbe. Le granite à grain grossier apparaît assez sensible à l'altération et n'a pas échappé à une certaine décomposition postglaciaire le long des diaclases entrecroisées de telle sorte que les roches polies sont transformées en surfaces « gaufrées » au moins sur les pentes légères où les produits d'altération — une pellicule d'arène grossière de quartz et feldspaths — ont pu être évacués. Quelques exemples d'écaillage « en oignons » sont même visibles. L'étude pétrographique révèle que la sensibilité de la roche aux actions chimiques tient non pas aux éléments ferro-magnésiens qui sont presqu'inexistants mais aux plagioclases — l'andésine en particulier — qui constituent plus de la moitié des minéraux. Pourquoi la surface d'érosion intermédiaire d'âge relativement ancien a-t-elle été aussi bien conservée dans cette roche, alors qu'en contrebas à l'Ouest et au Nord le niveau pliocène a mordu sur un granite qui paraissait plus favorisé ? Les échantillons prélevés près de Forsinard et aux environs de Ballach Cottage montrent, en effet, une roche aussi pauvre en biotite que la précédente, mais nettement plus riche en orthose et moins envahie par les cristaux de plagioclases. En outre, le grain est bien plus fin. Pour expliquer cette anomalie, il faut faire appel à des facteurs physiques, essentiellement la macrofissuration, car il n'y a pas de différences significatives dans l'abondance des joints qui divisent les minéraux. Dans le premier cas, la roche est massive alors que dans le second, elle est intensément diaclasée : près de Ballach Cottage, la médiane de la densité au mètre se situe aux environs de 13.

Pour aboutir aux formes parfaitement régulières mais assez élevées des Knockfin Heights, il fallait donc au total deux conditions structurales un peu contradictoires : d'une part la réalisation de l'aplanissement dont est hérité le plateau était favorisée par l'altérabilité de la roche, d'autre part, la conservation de la surface, relativement ancienne demandait au contraire une assez grande massivité du matériel. De telles exigences se vérifieront à plusieurs reprises dans les plateaux granitiques du Centre du Mainland.

La surface écossaise.

Entre la surface intermédiaire et le plateau pliocène, subsistent quelques vestiges plus ou moins étendus d'un aplanissement qui correspond bien au niveau écossais rencontré dans la région côtière nord-ouest et aux Hébrides externes. Il peut être présent en position avancée sur le sommet de quelques buttes isolées comme au Sud de Reay, le B. Ràtha, formé de grès et conglomérats reposant sur le socle, mais on le trouve surtout dans deux régions : dans le secteur d'A' Mhoine, entre le Kyle of Tongue et le Loch Hope et au pied des buttes, à l'Ouest d'Achentoul Forest. A' Mhoine est un plateau tourbeux très monotone qui tronque sous un angle marqué les bancs inclinés de gneiss moinien. L'aplanissement mord au Sud sur une bande de gneiss à hornblende et d'amphibolites et au Nord-Ouest sur le Lewisien et les mylonites. Depuis les environs de Tongue, on voit très clairement l'indéniable unité et l'admirable régularité de ce plateau qui arrive vers le Sud au pied de la marche d'escalier constituée par un reste peu étendu mais très net de surface intermédiaire, elle-même en contrebas du B. Hope. La seule colline qui dépasse nettement la surface d'A' Mhoine est le B. Hutig dont le versant sud-ouest raide et rectiligne épouse le tracé d'une faille. Partout ailleurs la structure n'apparaît que dans le détail des coupures faites par les vallées. Quand les talwegs suivent la direction des plissements du Moinien vers le Nord-Est, une dissymétrie marquée des versants traduit l'inclinaison des bancs de gneiss vers le Sud-Est comme au Lòn nan Eildean.

A l'Ouest d'Achentoul Forest, le niveau écossais vient en contact brutal avec la base des flancs raides de plusieurs buttes, mais son analyse est inséparable de celle des reliefs isolés qui le dominent.

b. Les buttes de Vieux-Grès-Rouge

Malgré le façonnement répété d'aplanissements, la dénudation du socle n'a pas été totale et des lambeaux réduits de la couverture de Vieux-Grès-Rouge subsistent loin vers l'Ouest, jusqu'au Kyle of Tongue, à plus de 40 km de l'affleurement principal du Caithness. Les sédiments dévoniens se présentent morphologiquement sous deux aspects différents : à la limite sud-est des plateaux, ce sont des buttes ou même de petites montagnes

isolées aux versants abrupts qui jalonnent la ligne de partage des eaux aux confins du drainage du Moray Firth et de celui de la mer bordière de l'Atlantique au Nord; le long de la côte nord, ce sont plutôt des bassins d'orientation méridienne mais qui peuvent avoir localement leur bordure en saillie. La région de Tongue participe aux deux types morphologiques. La conservation des grès et conglomérats en bordure du rivage septentrional, au moins jusqu'à Eilean nan Ròn, est intéressante à souligner car, indépendamment des inégalités du socle que traduisent dans le détail les caps et les rentrants, elle témoigne de l'existence d'une grande flexure W-E parallèle à la direction générale de la côte.

Dans la partie occidentale d'Achentoul Forest.

Dans la partie occidentale d'Achentoul Forest, de véritables inselbergs dominent les étendues planes et tourbeuses des environs *(fig. 97)*. Bien que localisés le long de la ligne de partage des eaux du Nord-Ouest au Sud-Est, ils doivent à la résistance globale des grès, brèches et poudingues du Vieux-grès-rouge dans lesquels ils sont tous sculptés, d'avoir résisté aux aplanissements successifs. Pour les deux plus importantes buttes, le B. Griam More et le B. Griam Beg, qui peuvent à la rigueur mériter le nom de montagnes, la structure détermine le détail des formes. Au B. Griam More, le grand escarpement tourné vers l'Ouest correspond à l'exploitation d'une faille. Les poudingues sont parfois en retrait par rapport aux dalles de grès arkosique qui forment surplombs, car les galets de gneiss et de granite corrodés et effrités se désagrègent facilement. En revanche, les conglomérats de quartzite tiennent mieux. Les cailloux en majorité subanguleux ou mal roulés témoignent d'une usure imparfaite et d'un dépôt rapide de type torrentiel. Du reste, le calcul de l'émoussé et de l'aplatissement est possible car les galets ont été détachés par désagrégation en nombre suffisamment important. Pour les éléments de quartzite compris entre 50 et 100 mm, on peut constater que malgré des valeurs assez bien groupées, l'aplatissement est médiocre et l'émoussé assez faible, comme on l'observe d'ordinaire dans les formations continentales à sédimentation rapide *(fig. 98)*. Quant au B. Griam Beg, son versant ouest est découpé en escalier par

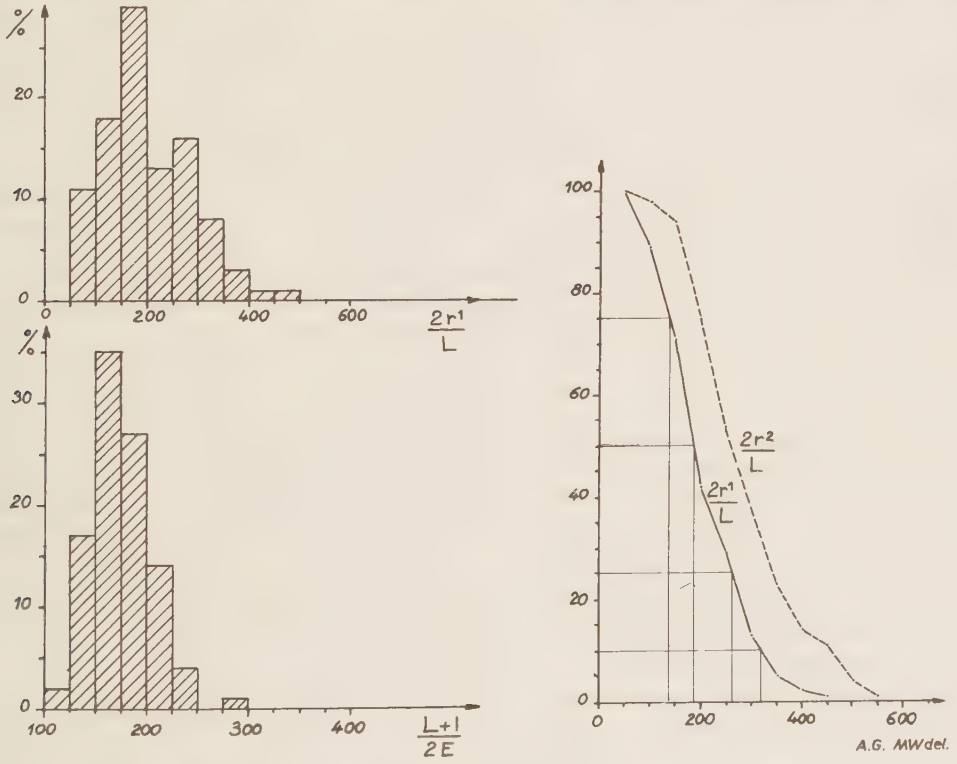


Fig. 98. — *Conglomérat de Vieux-Grès-Rouge du Ben Griam More.*
Galets de quartzite : émoussés et aplatissement. (Taille des galets = 50-100 mm).

une série d'abrupts tournés vers l'Ouest-Sud-Ouest qui proviennent de l'utilisation de plusieurs failles contraires dénivelant les dalles gréseuses. Le chapeau sommital est constitué par un conglomérat à cailloux de quartzite. Mais l'arbre ne doit pas nous cacher la forêt. Si le détail du profil des versants dépend des failles, il reste que pour toutes les buttes de Vieux-Grès-Rouge, un pendage généralement compris entre 13° et 20° et tourné vers le

Sud-Ouest introduit une dissymétrie dans les formes, grâce à la présence d'un grand escarpement faisant front vers le Nord-Est. Au Meall a' Bhùirich et au Biod Eag, la simplicité du modelé sans intervention des failles montre d'autant mieux cette opposition des versants qu'elle a été accusée par les différences d'exposition au Quaternaire froid. Le Biod Eag est bordé ainsi à l'Est par une véritable corniche où la gélifraction exploitant les diaclases d'un poudingue grossier a alimenté les talus d'éboulis en contrebas. L'escarpement principal du B. Griam Beg, grande pente raide rectiligne tournée vers le Nord-Est, a évolué de la même manière au Tardiglaciaire. La fin de la période froide a été marquée par d'autres manifestations plus discrètes et en particulier par l'élaboration de formes périglaciaires, encore bien conservées au B. Griam More. Sur les pentes douces qui mènent au sommet, à partir de 500 m environ, s'observent dans des champs de pierrailles redressées — dalles et plaquettes de grès constituant un matériel favorable — quelques vestiges de cercles de pierres non fonctionnels. Le dessin est souvent elliptique; les dimensions ne dépassent pas 80 cm pour la partie interne maintenant couverte de végétation. Un peu plus bas, sur les éperons convexes, à inclinaison modérée, témoins de la surface intermédiaire, les mouvements de masse des débris ont été enregistrés par des chevauchements de dalles disposées parallèlement à la pente et surtout par une belle série de terrassettes de gravier parsemées de nombreux cailloux et séparées les unes des autres par des talus herbus. La largeur peut atteindre 5 m et la hauteur dépasser 1 m, mais les guirlandes sont rarement continues.

Le problème morphologique fondamental concernant ces buttes d'Achentoul Forest est la détermination de la nature de l'aplanissement qui est au pied, et par voie de conséquence la reconstitution de leur formation. L'angle basal est presque toujours bien marqué, en particulier pour le B. Griam Beg qui forme une pyramide se dressant sur un piédestal régulier et subhorizontal au moins au Nord. Au B. Griam More, la présence d'éperons aplanis en contrebas du sommet proprement dit nuit un peu à la simplicité et à la vigueur du contact avec les environs. Mais dans l'ensemble, il est clair que la famille de buttes gréseuses repose sur un seul et même aplanissement très bien conservé vers le Nord jusqu'à la latitude du Loch Strathy, à une altitude d'environ 300-320 m. L'interprétation la plus simple consiste à voir dans cet élément de plateau un soubassement de socle sur lequel seraient demeurés les volumes de Vieux-Grès-Rouge, autrement dit un vestige de la surface prédévonienne. Effectivement, vers le Nord-Ouest, autour du Loch Strathy et vers le Nord autour du Loch Cròcach, la topographie qui tronque les gneiss granitisés et les migmatites en sortant de dessous la couverture sédimentaire est calme. Mais dans les autres directions, il n'en est pas de même et l'examen détaillé du contact entre les deux formations révèle des inégalités marquées dans la topographie qui a été fossilisée par le Vieux-Grès-Rouge. Au Creag Sail a' Bhàtaich, le socle monte presque jusqu'à 350 m alors qu'à 5 km au Nord-Ouest il est à moins de 240 m. La langue de conglomérats qui longe le Caol-loch-Mòr remplit nettement une dépression allongée et irrégulière creusée dans le granito-gneiss suivant une direction Nord-Sud. Enfin, et surtout entre le B. a' Mhadaidh et le Biod Eag, deux collines formées de poudingues, le socle surgit sous la forme d'une grosse bosse grise d'allure oblongue dont le sommet est nivelé par la surface intermédiaire à la même altitude que les affleurements de Vieux-Grès-Rouge qui l'encadrent. Comme pouvaient le laisser prévoir les caractères de la sédimentation décrits plus haut, le dépôt de Vieux-Grès-Rouge s'est donc effectué sur un relief qui était loin d'être totalement aplani. Les éléments de plateau qui constituent le piédestal des buttes appartiennent à un niveau d'aplanissement bien plus récent qui peut niveler localement les bancs de grès et conglomérats mais qui par endroits reprend la topographie prédévonienne quand les deux surfaces s'inscrivent dans un plan voisin. Au Nord et au Nord-Ouest il s'agit souvent d'une surface polygénique, sauf bien entendu au sommet de quelques croupes gréseuses — au Nord du B. a' Mhadaidh par exemple — où les conglomérats ont été rabotés et finalement intégrés au niveau d'érosion des environs. Cet aplanissement qui domine au Nord la surface pliocène des bas plateaux mais qui est en contrebas des quelques vestiges de surface intermédiaire ne peut être que le niveau écossais. Il y a donc au total des liens étroits de parenté entre les buttes d'Achentoul Forest et les beaux inselbergs de la région côtière du Nord-Ouest. Dans les deux cas, le socle est dominé par des formations gréseuses continentales, le knick ne coïncide pas avec la limite des terrains et une partie des grès du pourtour est nivelée à la même altitude que les gneiss environnants. Comme l'aplanissement qui a donné naissance aux inselbergs et qui subsiste maintenant sous l'aspect d'un piédestal, est le même pour les deux familles de formes, il y a tout lieu de penser que l'élaboration a eu lieu à la même époque, dans des conditions analogues.

Aux environs de Tongue

Aux environs de Tongue, depuis le Knock Craggie jusqu'à la baie de Tongue s'égrène un autre chapelet de buttes gréseuses. Les dimensions des affleurements sont plus réduites et l'alignement se fait cette fois du Nord au Sud. Comme à Achentoul Forest, la topographie prédévonienne est trop inégale pour qu'on puisse espérer la trouver exhumée sur de longues distances. D'ailleurs il est significatif que les grès et conglomérats ne soient conservés que sur le gneiss psammitiques relativement résistants tandis qu'à l'Est et à l'Ouest dans les secteurs plus déprimés de gneiss à hornblende, toute trace de sédiments a disparu.

Les deux buttes les plus petites, le B. Tongue et le Knock Craggie, ont un dessin presque circulaire et des

pentes vigoureuses. Elles sont perchées sur un interfluve de gneiss qui représentait déjà un dos de terrain au moment du dépôt du Vieux-Grès-Rouge. Mais ces deux pastilles de conglomérat qui ont résisté aussi bien que le socle environnant ne sont pas bordées par des éléments dégagés de la surface prédévonienne. La banquette qui s'observe sur le flanc est du Knock Craggie, ne correspond que partiellement au contact du Vieux-Grès-Rouge avec le socle et le plongement de ce dernier vers le Sud ne se prolonge pas dans le modelé actuel sous la forme d'un plan incliné. Ce n'est guère qu'au Nord de la butte qu'une croupe de gneiss doit avoir son sommet dérivé de la topographie antérieure à la sédimentation du Vieux-Grès-Rouge.

En ce qui concerne les deux autres affleurements de sédiments détritiques, celui du B. Bhreac et celui du Cnoc an Fhreiceadain, non seulement la taille est nettement plus importante mais la position est différente. Il s'agit dans les deux cas d'éléments de couverture conservés sur le versant d'une vallée prédévonienne. Au B. Bhreac, l'ancienne topographie est facile à reconstituer depuis le sommet de la colline jusqu'à proximité d'Hysbackie : elle est inclinée fortement vers l'Ouest, c'est-à-dire vers l'axe de la vallée du Rhian Burn où il recreusement a fait disparaître les sédiments. Il y a donc une remarquable pérennité de l'insertion spatiale de la vallée depuis le Dévonien, malgré les aplanissements qui n'ont pas manqué de se produire entre temps. Au Cnoc an Fhreiceadain, l'épaisseur des couches de Vieux-Grès-Rouge est plus grande car la conservation est liée à la présence d'une faille d'orientation NNW-SSE et de regard ENE. Cette dislocation n'a pas permis à l'hydrographie de retrouver l'axe du creux prédévonien et contrairement au Rhian Burn, l'Allt an na Creige suit les conglomérats de bordure le long d'un contact qui est souvent masqué par les moraines. Le rôle morphologique joué par la faille est intéressant, car il montre que le Vieux-Grès-Rouge occupe dans l'échelle de résistance une place variable mais proche de celle du gneiss moinien ordinaire. Quand les conglomérats sont en contact avec le socle comme au Cnoc an Fhreiceadain, ils dominent lourdement par des abrupts massifs le gneiss et donnent naissance à un escarpement de ligne de faille inversé *(photo 15)*. En revanche quand un peu plus au Sud, les sédiments prennent un faciès gréseux, ils sont dominés par l'escarpement de ligne de faille du socle. Comme tous les contacts normaux de l'affleurement sont constitués de conglomérats, il y a donc fort peu de chances de voir de larges éléments exhumés de la surface prédévonienne, encore que la dureté du matériel soit changeante d'un point à l'autre. L'irrégularité de la topographie au moment du dépôt du Vieux-Grès-Rouge et le recoupement par plusieurs niveaux d'aplanissement ne sont d'ailleurs pas des facteurs favorables à une bonne exhumation. Les coupes naturelles faites par les falaises au Nord de Colbackie illustrent parfaitement le caractère sinueux du contact entre le socle et les conglomérats. Des poudingues grossiers fossilisent des creux et des gouttières entaillant profondément le gneiss sur une hauteur de plusieurs dizaines de mètres.

Si les buttes de conglomérats de la région de Tongue ont toutes à peu près la même hauteur (295-315 m) et qu'à cette altitude précisément se trouve le sommet de certaines croupes de gneiss aux environs immédiats, c'est bien que ces divers reliefs dérivent d'un niveau d'érosion commun qui doit être l'aplanissement écossais. La mise en valeur de la structure et le dégagement des formes se sont faits plus tard à partir des principales vallées où le niveau pliocène est très largement développé.

Le long de la côte septentrionale.

Le long de la côte septentrionale, sont conservés d'autres vestiges de la couverture de Vieux-Grès-Rouge dans de petits bassins étroits orientés généralement N-S suivant la direction des plissements à l'intérieur du socle moinien, direction qui est d'ailleurs suivie par la plupart des cours d'eau.

A Kirktomy, le schématisme des formes est extraordinaire. La cuvette allongée, dont l'axe est emprunté par le Kirktomy Burn a gardé une bordure de conglomérats rougeâtres qui contrastent avec les collines de gneiss gris clair du pourtour.

Le centre est occupé par des bancs de grès qu'entaille un profond ravin en V héritier d'une vallée préglaciaire utilisée par le ruisseau actuel. Kirktomy représente un véritable bassin de creusement différentiel dérivé d'une vallée prédévonienne.

Mais les choses ne sont pas toujours aussi simples et certaines cuvettes ont leur bordure de conglomérats en saillie au moins localement, ce qui montre une fois de plus les variations de résistance du matériel par rapport au gneiss sous-jacent. Ainsi le bassin de Vieux-Grès-Rouge situé au Sud de Strathy montre une légère inversion du relief. Les conglomérats dominent lourdement le plateau gneissique des environs et forment, au contact brutal avec le socle le long d'une faille, un bel escarpement de ligne de faille inversé : celui du B. Ruadh. Naturellement, il n'y a là — contrairement à Kirktomy — aucun espoir de retrouver un élément de topographie prédévonienne. Cette dernière est en règle générale assez inégale et a été tronquée solidairement avec la couverture par le niveau pliocène du bas plateau côtier. Les nombreuses expositions fournies par les falaises confirment ces caractères. Sur la bordure nord-ouest de Melvich Bay, pour ne citer qu'un exemple, le contraste entre l'allure tourmentée du socle granitique et la disposition régulière et subhorizontale des bancs de grès qui le fossilisent ne peut passer inaperçu.

c. Les bassins d'érosion différentielle dans le socle

L'aplanissement pliocène n'occupe pas toute la superficie du plateau inférieur que dominent les quelques reliefs résiduels. Une importante reprise d'érosion le long des principales vallées a permis, en effet, la remise valeur de la structure. De véritables cuvettes d'érosion différentielle sont nées sur des affleurements de roches particulièrement sensibles à l'altération et ont été utilisées par le drainage, de telle manière qu'érosion linéaire et érosion aréolaire ont progressé de pair. Deux beaux exemples sont à retenir. L'un concerne un petit bassin creusé dans les gneiss à hornblende des environs de Tongue et drainé par un axe unique; l'autre un secteur déprimé de diorite aux environs de Reay, accidenté par quelques échines et traversé par plusieurs cours d'eau indépendants.

Le bassin de Ribigill.

Le bassin de Ribigill, qui débute à moins de deux kilomètres au SSW de Tongue, est une dépression évasée qui s'allonge sur 10 km jusqu'au loch an Dithreibh. Orienté du Nord au Sud puis du Nord-Est au Sud-Ouest, il suit la direction des plissements moiniens qu'épousent le Rhian Burn et ses affluents.

La cuvette aux formes molles a un contour qui correspond assez bien aux limites d'un affleurement de gneiss riche en hornblende et en biotite rappelant par son faciès le Lewisien. La roche a des plans de feuilletage bien marqués qui séparent des lits grossiers roses de quartz et feldspaths et des lits foncés d'éléments ferro-magnésiens. Quoique leur nombre ne soit pas excessif (médiane = 8 au mètre), ces plans assez redressés ont été profondement exploités par l'altération, qui a pénétré ainsi facilement le long des zones de ferro-magnésiens en décomposant la biotite généralement très abondante (jusqu'à 20 %). La fragilité de l'édifice pétrographique tient donc essentiellement au mica noir, tant par la proportion qu'il occupe dans la constitution de la roche, que par la disposition de ses cristaux en trainées de direction préférentielle.

Les bordures du bassin n'ont pas partout la même netteté. Au Sud, le contact brutal avec les pentes du B. Loyal tient en grande partie à un contraste lithologique accusé. En revanche, à l'Est et à l'Ouest des versants doux mènent à des croupes peu élevées dont les sommets subhorizontaux ont simplement conservé les traces de l'aplanissement pliocène. A l'Est, c'est la lanière de plateau sur laquelle est perché le Knock Craggie. A l'Ouest, l'échine du Garbh Chnoc qui doit, comme les autres collines des environs, la dissymétrie de ses flancs à l'inclinaison vers l'Est des bancs rocheux. Il est intéressant, à titre de comparaison, d'examiner rapidement le matériel dont est formé cette croupe qui, tout en dominant le bassin voisin se trouve nettement en contrebas du plateau d'A' Mhoine en arrière. Malgré une densité de diaclases qui n'est pas négligeable — 7 au mètre en médiane — le socle a relativement bien résisté ici. En fait il ne s'agit point d'une roche homogène mais d'un complexe pétrographique comportant côte à côte des feuilles d'amphibolite et des gneiss à biotite et à grenats. Cette dernière catégorie apparaît sous forme d'affleurements de roche compacte gris foncé où sont visibles de minces feuillets quartzo-feldspathiques. L'examen au microscope montre que les cristaux de quartz très abondants (75 %) sont le plus souvent engrenés en formant avec quelques gros grenats une trame résistante. Les cristaux de biotite, quoiqu'assez nombreux, ne sont pas groupés en lits.

Le bassin de Reay.

Le bassin de Reay où convergent trois rivières a un contour plus fuyant et des formes plus variées et plus compliquées que celui de Rigibill. Les diorites dont plusieurs auteurs, M. Derruau notamment [52 et 56], ont souligné le comportement fantaisiste dans le relief, se traduisent ici dans l'ensemble par un creux dans les gneiss environnants. Mais le modelé est assez anarchique et la cuvette est accidentée par toute une série de chicots rocheux et d'échines allongées disposés le plus souvent dans le sens Nord-Sud en raison de l'orientation méridienne dominante du réseau hydrographique. Dimensions et formes sont très variables, mais les flancs raides contrastent généralement avec le sommet plat, au moins pour les buttes les plus importantes qui ont conservé à leur partie supérieure la trace de l'aplanissement pliocène encore présent sur les plateaux voisins. Vues du Nord-Ouest, du Drum Hollistan, elles apparaissent comme des tables dont les méplats sommitaux s'alignent entre eux en prolongeant la surface du plateau qui tronque grès et granites et s'abaisse doucement vers la mer. Ces collines relativement importantes séparées par des dépressions évasées sont surtout représentées au Sud-Est de Reay où elles forment un ensemble anarchique de hauteurs et au Sud-Ouest où elles s'orientent d'Ouest en Est. Dans la partie est de la cuvette, la dissection a été plus poussée et le creusement a fait disparaître tous les témoins du niveau pliocène pour ne laisser que quelques chicots élémentaires du genre de celui qui est présent au Nord du hameau de Milton.

La roche qui forme le bassin de Reay est en général une diorite quartzifère à grain moyen où les assemblages de plagioclases roses s'entremêlent avec des amas d'éléments ferro-magnésiens. Au microscope, les quartz appa-

raissent fréquemment sous forme d'inclusions dans la hornblende. Ce n'est pas l'abondance des feldspaths et plus spécialement des plagioclases qui est responsable de la fragilité de la roche, car les minéraux sont frais la plupart du temps. Par contre, l'existence d'amas de cristaux vulnérables comme la biotite, la hornblende et le sphène (presque toujours altéré qui libère de la calcite) est un puissant facteur de faiblesse qui ébranle tout l'édifice cristallin. C'est à partir de ces gros noyaux sombres que commence toujours la décomposition de la roche. La macrofissuration n'est pas en cause, car les diaclases sont assez espacées et la médiane de la densité au mètre se situe aux alentours de quatre seulement.

En fait, la proportion des éléments constitutifs varie énormément d'un point à l'autre de l'affleurement et les singularités du comportement morphologique des diorites s'expliquent en grande partie par les variations de la composition pétrographique. Des lits ou des lentilles claires presqu'entièrement composées de feldspaths peuvent voisiner avec des volumes sombres où quelques rares plagioclases sont isolés dans la masse de ferro-magnésiens. Il n'est donc nullement étonnant que la décomposition superficielle soit très variable et qu'à proximité immédiate de pans de roches saines polis par la glace, on puisse rencontrer un matériel complètement pourri sur un mètre et plus. Ainsi s'éclairent les réactions déconcertantes de la diorite dans le paysage. La décomposition affecte non seulement les portions les plus basiques du socle mais aussi les zones de contact. Elle s'accompagne souvent de belles boules d'exfoliation dont le diamètre atteint parfois 0,50 m et donne naissance à des masses noirâtres ou brunâtres d'arènes où brillent quelques micas.

De quand date l'altération de la diorite ? On peut se demander dans quelle mesure, elle appartient à la période postglaciaire ou à une époque plus reculée. Notons tout d'abord que si les profondeurs de décomposition sont à la butte Milton, plus importantes sur les versants sud et sud-ouest que du côté nord, ces différences ne sont nullement systématiques. Les éboulis grossiers passent souvent vers le haut du versant de manière très progressive à des empilements où le système des diaclases n'a été que peu dérangé ou pas du tout. Les chaos de gros blocs disposés en vrac qui voisinent avec des surfaces de roches polies et qui faute d'escarpements supérieurs n'ont pu être alimentés par le gel tardiglaciaire proviennent de toute évidence d'un matériel préformé par l'exploitation des diaclases et bousculé par le passage de la glace. Quelques points de repère peuvent nous nous donner une idée de la valeur de la décomposition postglaciaire. Dans les étendues tourbeuses qui sont en contrebas des collines, les coupes montrent que seuls les cailloux de diorite de taille inférieure à 10 cm sont entièrement pourris malgré des conditions d'imprégnation très favorables. Dans les moraines, à côté des gros blocs sains de granite et des nombreuses pierres anguleuses de gneiss et de granite, la diorite est représentée par des cailloux très altérés. Mais pour les éléments les plus grossiers, l'épaisseur de décomposition totale ne dépasse pas 10-15 cm. Enfin, beaucoup de roches polies sont restées tout à fait saines ou n'ont subi qu'un début d'exfoliation avec mise en valeur des fissures. Il est donc très plausible d'admettre que la décomposition est pour la plus grande part à mettre au compte de la période préglaciaire. Cela implique naturellement un nettoyage incomplet par les glaciers qui n'est pas pour nous surprendre dans un secteur situé du reste à l'écart des grandes vallées.

d. Les grandes vallées méridiennes

Le rôle de la structure.

Si les grandes vallées ont pour la plupart un tracé méridien ou subméridien, c'est qu'elles suivent les longs et étroits affleurements des différentes roches du Moinien, eux-mêmes en rapport avec la direction des plissements calédoniens. Parfois s'ajoute l'influence de failles orientées Nord-Sud. En tous les cas, le rôle de la structure est primordial.

Entre la vallée du Loch Hope et celle du Kyle of Tongue, un certain nombre de points communs existe. Tout d'abord, la dissymétrie marquée des versants qui répond à une inclinaison régionale des bancs de gneiss vers l'ESE. Au Sud de Hope Lodge, à la montée régulière du versant occidental raclé par la glace s'oppose le paysage confus d'abrupts rocheux qui lui font face. Pour le Kyle of Tongue, c'est un peu la même chose et tous les escarpements sont localisés du côté est et tournés vers l'WNW. Du côté ouest, la descente substructurale le long des plans rocheux n'a guère permis une entaille bien sérieuse des cours d'eau.

Un autre trait d'analogie est l'homogénéité lithologique des gneiss psammitiques dans lesquels sont entaillés les deux vallées, ce qui pose le problème de l'origine tectonique. Le tracé du Kyle of Tongue est indépendant de celui des affleurements de gneiss à biotite, amphibolites et gneiss à hornblende qui le longent à l'Est, et apparemment il ne semble pas y avoir de différences fondamentales entre le Moinien de l'axe de la vallée et celui des plateaux environnants. On est surpris de trouver au fond du Kyle un gneiss résistant qui réunit toutes les qualités d'une roche métamorphique dure. Très homogène, à grain fin, ce gneiss gris est très riche en quartz et en muscovite mais pratiquement dépourvu de biotite et de plagioclases. S'il est logique de faire appel à l'action d'une faille qui aurait le mérite d'expliquer l'allure rectiligne du bras de mer, il faut reconnaître qu'aucune zone de broyage n'a été décelée. Les mesures de macro-fissuration effectuées près de l'embouchure

de l'Allt Ach'an Srathain sur les parois d'un escarpement bordé d'éboulis tardiglaciaires n'ont donné qu'une médiane de 3-4 diaclases au mètre. Il est vrai que les plans de feuilletage sont nettement plus nombreux (10 en médiane) et sont peut-être responsables de l'affaiblissement du matériel.

En ce qui concerne la vallée du Loch Hope, le recours à la tectonique se justifie d'autant mieux que plus au Sud, des failles subméridiennes bordent — comme nous le verrons plus loin — le B. Hope dans le prolongement de la partie rectiligne du lac. Mais là encore, on se heurte à de sérieuses difficultés pour établir le tracé des accidents éventuels. Une carrière fraîchement ouverte au pied du Craig Merkan ne recoupe qu'un gneiss massif où la densité des fissures est en médiane de l'ordre de 7 au mètre. Si quelques zones sont intensément diaclasées, il n'y a pas de broyage caractérisé.

Le Strath Naver qui vers l'amont est adapté à un affleurement allongé de granite feuilleté en creux (v. p. 280, *fig. 103*), épouse plus au Nord, à la traversée du plateau, le contour d'une longue bande de micaschistes qu'il suit sur près de 8 km. La vallée qui entaille le gneiss ordinaire n'est pas exactement adaptée au contact des deux formations, car elle mord sur la bordure des micaschistes presque constamment. Du côté est, elle est accompagnée par des gneiss que recoupent de multiples feuilles basiques de roches intrusives métamorphiques : épidiorite, gneiss à hornblende et amphibolites. Dans toute la partie moyenne, la vallée est nettement dissymétrique avec à l'Ouest un versant raide et souvent rectiligne qui conduit par des pentes d'éboulis, quelques pans de roche polie et même des escarpements discontinus à la bordure rigide du plateau taillée dans les micaschistes; à l'Est au contraire, c'est un versant doux mais irrégulier dans le détail qui mène insensiblement aux étendues tourbeuses de la haute rivière Strathy. Cette asymétrie ne peut pas s'expliquer par une inclinaison des bancs rocheux puisque le style isoclinal du Moinien donne naissance à des pans de feuilletage généralement inclinés vers l'Est. A la rigueur, on peut admettre qu'à l'Est le gneiss — placé d'ailleurs dans une position d'éperon de confluence avec la vallée du Skelpick Burn — a vu sa résistance diminuée par les nombreuses intrusions basiques et accessoirement acides qui le rendent hétérogène. Au Nord de Skelpick, en effet, les feuilles de gneiss à amphiboles sont souvent altérées et apparaissent comme un élément de faiblesse pour l'ensemble de la roche.

En revanche, il est plus difficile de comprendre la place des micaschistes dans l'échelle de résistance. Pourquoi ces roches qui sont riches en biotite et traversées par de nombreux plans de discontinuité — la médiane de la densité des diaclases est d'environ 9-10 au mètre sur le versant sud de Naver Rock — ont-elles si bien conservé la surface d'érosion du plateau ? Localement elles peuvent même dominer légèrement les zones de dégradation du socle gneissique situées à proximité. Il est vrai que la roche n'est pas toujours comme le laisserait supposer la cartographie du Geological Survey un véritable micaschiste. A Naver Rock, si les cristaux de biotite forment près de 30 % du total, ils ne sont pas disposés pour autant dans une direction préférentielle. Il s'agit donc là plutôt d'un gneiss à biotite d'ailleurs fort riche en quartz. Mais cette explication ne peut pas être généralisée et les roches au demeurant fort compactes à l'état sain sont formées dans l'ensemble d'une alternance de bandes claires et foncées qui permettent à l'altération de progresser le long des zones micacées. Ce problème que nous aurons à plusieurs reprises l'occasion de reposer dans l'étude du Centre du Mainland, reste donc entier pour le moment.

A l'aval, bien qu'elle soit toujours encadrée par les mêmes roches, la vallée perd sa dissymétrie. En même temps, les versants raides qui dominent le fond plat prennent une direction remarquablement rectiligne et parallèle. Faire intervenir des failles aurait l'avantage d'expliquer à la fois les brusques différences d'altitude qu'on rencontre à l'intérieur de roches homogènes, gneiss ou micaschistes, et la coïncidence de certains traits de l'hydrographie — le Loch Mer allongé et étroit, le cours inférieur de la rivière Naver — avec les bordures rigides d'une vallée étonnamment bien calibrée.

Si à l'amont d'Achumore, la rivière Halladale semble assez indifférente aux grandes traînées de granite d'anatexie qui pénètrent dans le gneiss sans marquer la topographie d'un plateau tronqué par le niveau pliocène, à l'aval au contraire, elle témoigne d'une bonne adaptation aux différences de résistance du socle. Pourtant les apparences sont déconcertantes. La vallée, en effet, s'encaisse d'abord dans le gneiss moinien en contournant par un grand coude le granite qui affleure à la lourde colline d'Am Bealach et détermine le verrou de Culfearne que la rivière rachète par des rapides. Plus au Nord, par contre, le Strath Halladale coïncide avec le prolongement de la grande bande méridienne de vieux granite syntectonique. En fait, cette anomalie n'est qu'apparente et s'explique aisément par les différences de composition pétrographiques du granite à l'intérieur du même gisement. A Culfearne, le granite calco-alcalin est fort pauvre en biotite et la proportion de plagioclases n'est pas excessive. La roche est en outre favorisée par sa texture isogranulaire. Plus en aval, les affleurements sont rares car le granite en creux forme un véritable bassin d'érosion différentielle utilisé par la vallée. Grâce à la coupe du talweg d'Achridigill, on peut apercevoir une roche assez décomposée qui se révèle être au microscope un granite fort riche en mica noir et constitué pour près de la moitié par des plagioclases (Oligoclases = 46 %). Les pourcentages de quartz et d'orthose sont plus faibles que dans l'échantillon précédent. Ni la densité des joints à l'intérieur des minéraux, ni la macro-fissuration ne peuvent rendre compte des différences de comportement des deux granites, puisque dans la roche la plus résistante la fissuration des cristaux est plutôt un peu plus forte

et que le nombre de diaclases est à peu près le même dans les deux cas. Ce sont donc bien les variations de la composition pétrographique qui sont responsables des changements constatés dans la résistance du granite par rapport au gneiss.

Reste toutefois à expliquer pourquoi la partje inférieure du Stath Halladale est bordée à l'Ouest par un versant raide et rectiligne qui contraste avec la montée lente et progressive de l'autre côté. Le contact du granite avec le Moinien gneissique est irrégulier dans le détail et s'accompagne souvent d'une pénétration par de nombreuses veines. Du reste, il ne coïncide pas à l'Ouest avec le tracé de l'abrupt topographique mais se retrouve en arrière sur le plateau. Seule l'exploitation d'une faille subméridienne peut être à même d'éclairer cette particularité morphologique. Mais l'existence de l'accident reste à démontrer car nous n'avons pas rencontré de ligne de broyage caractéristique dans les affleurements qui sont, il est vrai, en nombre limité.

Les actions glaciaires et fluvio-glaciaires.

Les grandes vallées ont été, de par leur entaille dans un plateau massif et de par leur direction favorable N-S un lieu de prédilection pour les actions glaciaires et fluvio-glaciaires — au moins pendant les derniers stades de la glaciation.

Naturellement, pour ce qui est du creusement glaciaire, les vallées les plus occidentales ont été favorisées par la proximité des montagnes et surtout de la cuvette du Loch Naver qui a joué le rôle de véritable réservoir de glace en arrière. Les transformations opérées par le passage des glaciers diminuent assez rapidement d'importance vers l'Est. Au Loch Hope, il y a eu un surcreusement non négligeable dont témoigne la présence d'ombilics. Les importantes accumulations sableuses qui occupent presque tout le Kyle of Tongue montrent au contraire que le fond facilement remblayé était peu profond. Le lieu de surcreusement se trouve reporté vers l'intérieur dans les passages plus resserrés côtoyant les ensembles montagneux, au Loch an Dithreibh et au Loch Loyal. Plus à l'Est, l'action glaciaire a été encore plus limitée. Corrélativement la marque imprimée par les phénomènes fluvio-glaciaires y apparaît d'autant plus nettement que le modelé a été moins transformé par la glace.

Les dépôts effectués par les eaux de fonte n'appartiennent pas tous à la même période. Il est clair qu'une réavancée du glacier de la vallée du Loch Hope a eu lieu postérieurement à la mise en place des masses sableuses litées visibles à Hope Lodge, puisqu'un manteau morainique de blocs qui passe vers l'aval à un champ de drumlins repose sur le matériel. Le contact sinueux entre les deux types de remblaiement comporte de belles poches de cryoturbation. En amont, dans la même vallée, vers Cashel Shu, la grande nappe fluvio-glaciaire de galets de gneiss relativement émoussés qui s'étend sous forme d'un revêtement à sommet tr.s régulier et doucement incliné jusqu'à proximité du Loch Hope, correspond en revanche à un épisode terminal. Elle jalonne évidemment la position d'un glacier qui a stationné un certain temps immédiatement en arrière, c'est-à-dire à l'endroit du rétrécissement séparant deux parties d'une même vallée composite : le bassin du Strath More et celui du Loch Hope.

Le long du Strath Naver, ce sont surtout les accumulations de type marginal qui dominent et en particulier les kames. Déjà entre Carnachy et Skail on est frappé par l'abondance des dépôts fluvio-glaciaires comprenant des kames et des nappes de galets assez bien roulés à matrice sableuse passant progressivement aux moraines latérales. C'est surtout le versant ouest le plus doux qui a le plus profité des phénomènes de fusion dans le grand arc de cercle que décrit la vallée. Mais plus en aval, sur la croupe plate qui sépare la vallée du Skelpick Burn de celle de la rivière Naver, les remblaiements dus aux eaux de fonte atteignent une ampleur et surtout une netteté remarquable. Des kames pouvant atteindre 7-8 m de haut s'alignent bout à bout sur plusieurs kilomètres. Le matériel essentiellement sableux et généralement bien lité comprend des galets de taille réduite mais assez bien roulés. D'importants changements dans le tracé des cours d'eau ont eu lieu à cette époque, comme le montre la vallée morte qui prolonge le Skelpick Burn vers le Nord. Jalonnée par le Lochan Duinte et plus au Nord par un creux marécageux, ancien petit lac mal asséché, elle rejoint la vallée principale à un kilomètre et demi au Nord de la confluence actuelle. Le Skelpick Burn au lieu d'emprunter ce chenal parallèle à la rivière principale et d'origine probablement para-glaciaire, prend un chemin plus court qui traverse les collines allongées de sable et galets. Mais pâle héritier du cours d'eau de l'époque froide, il se contente de suivre une vallée trop large pour lui et qu'il n'a pas creusé. Le travail de recoupement transversal des kames est en grande partie l'œuvre de l'ancêtre de l'Allt à Chaistel qui ne s'est pas contenté d'inciser un beau ravin — maintenant presque mort — dans le versant mais a creusé dans le prolongement exact le passage direct menant à la rivière Naver. Il faut donc replacer cet épisode immédiatement après le commencement de la fusion de la glace dans la vallée principale.

Les relations d'âge entre les divers phénomènes de la fin de la période froide sont encore plus nettement visibles dans le Strath Halladale.

A un kilomètre au Nord de Forsinain, la rivière Halladale creuse une longue gorge dans le gneiss d'un large verrou à sommet plat et à placage morainique mince. La hauteur de l'entaille de l'ordre de 3-4 m en général peut atteindre plus de 6 m par endroits. Mais le creusement ne s'est pas fait en une seule étape, car au-dessus d'une terrasse basse subsistent de beaux éléments de replats rocheux recouverts ou non d'une pellicule alluviale et grâce auxquels on peut reconstituer d'anciens méandres encaissés. Cette terrasse moyenne représente une coupure importante dans l'évolution et sépare deux dissections successives d'importance inégale. La plus ancienne qui a de beaucoup l'ampleur la plus grande n'appartient pas à la période postglaciaire comme nous allons le voir.

Dans la partie centrale du Strath Halladale, le versant ouest est entaillé par une série de gorges et de ravins profonds qu'empruntent les affluents de la rivière principale. Trois types sont à distinguer :

1) Le plus simple et le plus schématique est représenté par le magnifique ravin suspendu qui débouche près de Trantlemore. Encaissé sur plus de 10 m dans la roche en place (gneiss) il a un profil transversal en V aigu avec des escarpements bordés d'éboulis morts complètement couverts. Le fond très étroit est occupé par quelques mètres de tourbe. Toutes les formes apparaissent figées et le petit ruisseau issu de ce ravin à fond marécageux se contente de rattraper la dénivellation qui le sépare de la rivière Halladale en lavant la moraine pour se faufiler entre les blocs. A l'exception de ce dégagement de la matrice, le long de la pente forte de raccordement, le travail postglaciaire est donc pratiquement nul.

2) Un second type un peu plus complexe et qui comporte une évolution actuelle, est présent dans la gorge de Bunahoun qu'emprunte la rivière Dyke. La gorge est de toute évidence composite et comprend deux parties très inégales. Les 3/4 ou même les 4/5 du total du creusement sont constitués par des versants escarpés de 8-10 m de hauteur qui se terminent par des éboulis. Petits débris actuels et surtout gros blocs tardiglaciaires couverts reposent sur une terrasse très régulière et plate taillée dans le gneiss mais recouverte par un placage mince de sable et de cailloux. Nous retrouvons donc la coupure observée dans la gorge de Forsinain sur la rivière principale. Or la terrasse de la rivière Dyke, dont l'altitude relative varie de 1 m à plus de 2 m car le profil ancien est plus tendu que le profil actuel, se raccorde justement avec la terrasse moyenne de la rivière Halladale. Il est donc clair que toute la portion supérieure du creusement dans les deux vallées est à mettre au compte du travail des eaux de fonte, avant que n'aient eu fini de se former les éboulis tardiglaciaires. Ce n'est qu'en contrebas de la terrasse que commence la véritable incision postglaciaire. Dans la gorge de la Dyke, elle est relativement importante — 2 à 2,50 m — car la rivière a utilisé sur près de 2 km une ligne de broyage dans le gneiss qui se trouve ainsi altéré et même pourri sur plusieurs mètres.

3) L'Allt a' Mhuilinn coule dans une vallée un peu différente de celle de la Dyke. Les versants sont nettement plus doux et la dissection se fait largement aux dépens d'une épaisse couverture morainique qui bouche un ancien talweg évasé. Le granite altéré qui apparaît sous la moraine montre bien qu'un creux d'érosion différentielle a été partiellement comblé par les dépôts morainiques. Mais l'évolution ultérieure n'est pas fondamentalement différente de celle qui s'observe dans la gorge de la Dyke. La même coupure est également décelable, grâce à l'existence d'un replat moyen rocheux à manteau alluvial qui domine un autre niveau se raccordant à la terrasse inférieure de la rivière Halladale. Les rapports chronologiques sont donc apparemment les mêmes.

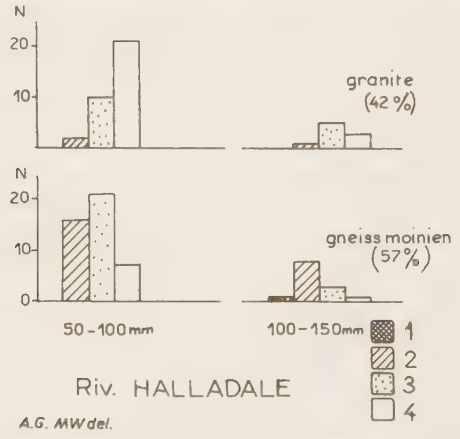


Fig. 99. — *Emoussés « a vue »de galets compris dans les formations fluvio-glaciaires de la Rivière Halladale inférieure.*
1 : anguleux, 2 : subanguleux, 3 : mal arrondis, 4 : bien arrondis.

Vers l'aval du Strath Halladale à partir d'Achumore, de grandes accumulations fluvio-glaciaires prolongent la moyenne terrasse d'amont dont ils confirment l'âge de fin de période froide. Interrompues au verrou de Culfearne, elles reprennent plus au Nord et sont particulièrement abondantes dans le secteur situé à l'Est d'Am

Bealach où elles constituent un important remblaiement épais de plus de 10 m. Le versant de dissection mène directement à la terrasse inférieure. Le matériel essentiellement formé de lits sableux avec des galets bien roulés est dérivé du socle environnant. Mais compte tenu de la position de la vallée sur l'affleurement granitique, les galets de granite sont un peu sous-représentés par rapport à ceux de gneiss. L'émoussé des éléments granitiques est généralement supérieur à celui des cailloux de Moinien gneissique *(fig. 99)*.

Tous ces caractères ne peuvent se comprendre que si les alluvions prises en charge par les eaux de fonte ont été prélevées — avec ou sans l'étape intermédiaire de la moraine — sur des roches et plus spécialement sur des granites en voie de décomposition. Ainsi s'éclaire l'abondance du sable et le calibrage de la vallée inférieure ou fonction du bassin d'érosion différentielle dans les granites.

De l'analyse du cône deltaïque de transition qui prolonge les accumulations fluvio-glaciaires au SE de Melvich, peuvent se tirer les mêmes conclusions. Bordé par des kames et des moraines latérales, ce cône a un sommet régulier et une structure très caractétistique. Dans les lits inclinés de base, la prépondérance du matériel sableux est écrasante, car l'arène remaniée et les produits fins de la désagrégation mécanique étaient déposés assez loin dans des conditions sous-aquatiques. En revanche les couches subhorizontales du sommet de la formation comprennent surtout du matériel grossier — pêle-mêle blocs et galets de granite plus ou moins altéré et cailloux de gneiss — qui était évacué rapidement et moins loin.

Les caractéristiques granulométriques de la fraction sableuse sont à peu de choses près les mêmes pour les dépôts du Strath Halladale proprement dit et pour les accumulations deltaïques de Melvich. En outre, une étroite parenté lie ces formations fluvio-glaciaires à celles de la région côtière du Nord-Ouest, avec cette différence que le classement est un peu moins bon *(fig. 40)*. L'examen morphoscopique est instructif, car il confirme l'unité des formations du Strath Halladale (Tableau VII). Parmi les grains de quartz dominent très largement bien entendu, les anguleux et subanguleux luisants. Quelques grains arrondis mats doivent provenir des grès dévoniens des environs. Reste néanmoins une proportion non négligeable de grains taraudés et anguleux qui dérivent d'un stock d'altération préalable. Ce fait corrobore l'idée suivant laquelle les masses d'« altérites » des roches les plus décomposables ont fourni aux glaciers et aux eaux de fonte une part de leur matériel. La seule différence notable entre les sables deltaïques de Melvich et ceux du Strath Halladale plus en amont, tient au pourcentage des grains de quartz arrondis-luisants. Plus importants dans la première formation que dans la seconde, ils témoignent évidemment d'un remaniement opéré par la mer.

Il y a en effet, tout lieu de penser que le dépôt du matériel fluvio-glaciaire de l'embouchure du Strath Halladale s'est opéré au voisinage immédiat d'une mer dont le niveau était bien supérieur au zéro actuel. Non seulement la sédimentation de type deltaïque, mais aussi la présence d'un remblaiement dont le sommet monte jusqu'à plus de 20 m au-dessus des hautes mers sont de solides témoignages en faveur d'une corrélation avec la plage soulevée supérieure (la « 100-foot beach »).

e. Le littoral

Les baies sableuses.

Essentiellement rocheuse, la côte septentrionale tire pourtant son originalité de la présence d'une série de baies sableuses. La matrice des moraines et surtout l'abondante masse de sable déposée par les organismes fluvio-glaciaires ont fourni le matériel nécessaire. Le plus souvent le sable a été remanié par le vent qui a modelé des massifs dunaires parfois imposants.

Bien entendu, c'est l'ampleur de l'alimentation en arrière et par conséquent l'importance de la vallée qui ont conditionné le volume des apports. Ainsi les dunes de Sandside Bay où ne débouchent que des ruisseaux sont-elles sans rapport avec celles de Strathy Bay. Dans cette dernière baie, les dunes peuvent dépasser 500 m de large par endroits.

Les vents dominants d'Ouest ont reporté la localisation du sable dans la partie est de la baie en obligeant la rivière Strathy à chercher une embouchure le long de la bordure occidentale. Le même phénomène se reproduit dans la baie de Farr où les dunes sont également plaquées du côté est.

Les témoignages de rivages anciens.

Tout comme les côtes de la région nord-ouest ou sur celles du Caithness que nous examinerons plus loin, les témoignages de rivages anciens sont suffisamment probants pour qu'il soit impossible de mettre en doute un relèvement glacio-isostatique du Mainland, plaçant indiscutablement le secteur à l'intérieur de la zone qu'enveloppe l'isobase zéro.

Nombreuses sont les falaises mortes qui ont été façonnées alors que la mer se trouvait à un niveau légèrement supérieur à celui qu'elle connaît maintenant. Dans la baie d'Achininver, au Nord-Ouest du Kyle of

Tongue, des restes typiques sont observables sur une trentaine de mètres. Le matériel fragile de gneiss et schistes altérés qui descend jusqu'en bas de la falaise est couvert en totalité par la végétation. La mer actuelle n'a pas réussi à récupérer ses positions anciennes car l'endroit est abrité. Le rafraîchissement est un peu plus poussé sur la bordure occidentale de Sandside Bay dans les dalles de grès, mais au fond des rentrants la falaise morte subsiste intégralement.A Strathy Bay, on voit clairement du côté est le décapage actuel augmenter progressivement d'importance vers le large: toutefois dans l'encoignure sud-est, la totalité du profil de la falaise est encore figé. Les mêmes faits s'observent sur la côte est de Torrisdale Bay où les formes, entaillées à la fois dans la roche en place et dans le manteau morainique n'ont pratiquement pas bougé au Sud-Est du Pier, alors qu'au Nord-Ouest elles sont marquées par une petite reprise d'érosion marine, sur les saillants tout au moins.

A ces falaises mortes, dont il n'est pas nécessaire de multiplier les exemples, s'ajoutent d'autres témoins irrécusables constitués par des restes de plages légèrement perchées. A Torrisdale Bay, les accumulations de galets plus ou moins bien roulés couvertes de végétation ont leur sommet à environ 1,20 m au-dessus du niveau des plus hautes mers. La baie de Kirktomy a été creusée par érosion différentielle dans les grès dévoniens plus tendres que la bordure conglomératique et que le socle encadrant. Curieusement le fond est occupé par des falaises de plus de 10 m de haut qui témoignent d'un actif travail de la mer dans les grès et la moraine. En fait, l'érosion actuelle ne fait que retrouver une falaise ancienne encore bien visible dans les positions abritées où elle est bordée par une plage basse de galets couverte de végétation. Le méandre que décrit le ruisseau en incisant modérément la roche en place ne peut du reste se comprendre qu'avec un niveau marin un peu supérieur au zéro actuel.

La baie de Melvich doit sa dissymétrie à une situation de contact entre le socle granitique et la couverture gréseuse. Dans ces matériaux relativement tendres, surmontés d'un épais manteau morainique, la mer a rencontré des conditions favorables à son travail de sapement. Mais si les falaises sont nombreuses et bien modelées, elles sont la plupart du temps mortes, surtout du côté ouest le moins bien exposé ou l'entaille se fait pourtant en totalité dans la moraine. Il y a bien par endroits un récurage à la base par les vagues de tempête et un ravinement continental, mais jusqu'à la pointe de Rudha Bhrà l'essentiel des formes est d'origine ancienne, alors que de l'autre côté dans les grès, grâce à une exposition ouest, les transformations opérées par la mer actuelle sont nettement plus importantes. Près du Pier, sur la côte occidentale abritée, subsiste un beau cordon ancien de galets bien roulés plaqué contre la moraine. Dominant d'un mètre environ le niveau des plus hautes mers, il est attaqué en micro-falaise. Latéralement, il est recouvert par des dépôts de pente provenant de glissements du matériel morainique sur le front de la falaise morte en voie de dégradation. Il est clair que, là comme ailleurs, l'accumulation des bancs de galets et la réalisation de la falaise appartiennent au même épisode ancien mais postglaciaire où la mer stationnait à un niveau supérieur à celui qu'elle occupe actuellement.

Tout récemment, C. A. M. King et P. T. Wheeler ont trouvé, en examinant en détail le littoral nord du Sutherland, que de nombreux vestiges de rivages anciens jalonnaient les côtes à des altitudes comprises entre + 2 m et + 24 m O.D. [252]. Plates-formes d'abrasion unies ou écueils irréguliers, lambeaux d'accumulation marine ou dépôts de transition avec d'anciennes nappes fluvio-glaciaires, tous ces restes se suivent du Kyle of Durness à l'embouchure du Strath Halladale. Même si le classement de tous ces témoins en 4 niveaux successifs — deux déformés, deux horizontaux — est quelque peu arbitraire (à en juger par le report graphique que font eux-mêmes les auteurs), il apparaît parfaitement fondé de raccorder les divers dépôts fluvio-glaciaires bouchant les extrémités des grandes vallées méridiennes à un ancien haut littoral, probablement la plage soulevée supérieure (100-foot beach). Le cas du Strath Halladale inférieur évoqué plus haut (p. 263) ne doit pas être isolé. En bien des secteurs d'Ecosse, les glaciers occupaient encore les principales vallées à l'époque du stationnement de cette mer tardiglaciaire. En ce qui concerne les vestiges moins élevés, il convient d'être plus prudent pour la datation, du moins dans la région. Nous avons vu à propos du Loch Eriboll (p. 131) quelles difficultés soulevaient les problèmes de chronologie des bas niveaux, quand on tenait compte des tourbes submergées et des traces laissées par les climats périglaciaires. La question sera reprise et débattue dans son ensemble dans la troisième partie de l'ouvrage.

L'évolution actuelle.

Si l'évolution actuelle consiste dans les baies pour une large part en une récupération des positions anciennes, elle a atteint un stade beaucoup plus avancé sur certains secteurs exposés. Le cap de Strathy Point, le plus grand saillant de toute la côte septentrionale jusqu'au Caithness, en offre des exemples démonstratifs. Le tracé très découpé du rivage reflète la grand hétérogénéité du socle où d'étroites lanières de terrains variés se disposent suivant une direction Nord-Sud, ou NNW-SSE grossièrement perpendiculaire à l'orientation générale de la côte. Dans un matériel qui comprend des bancs de gneiss traversés par des bandes de granite, des filons de pegmatite et quelques feuilles basiques, la mer a créé de multiples indentations en mettant en valeur les plans de feuilletage et les différences pétrographiques. Ainsi, les pegmatites résistent-elles mal et leurs

cristaux déchaussés se détachent-ils en agrégats enveloppés d'un film rouillé. En revanche, les granites à grain fin tiennent fort bien. Beaucoup d'étroites criques aux formes géométriques que conditionne la structure ressemblent à de véritables « geos » qui sont en pleine évolution. Il n'est pas rare de voir les cicatrices laissées par les pans de roches détachés récemment, les dalles de gneiss en particulier. Entre la grotte élémentaire et allongée qui épouse le tracé d'une diaclase, d'une fracture ou d'un affleurement de roche fragile et le pédoncule résiduel issu de l'élargissement de deux geos voisins, tous les stades sont à peu près réalisés. En un endroit, l'énorme paquet de gneiss qui tient lieu de clef de voûte pour une grotte sous-jacente est en train de céder. Les processus de formation des geos sont donc toujours actifs.

2. — LA CUVETTE DU LOCH NAVER ET LES RELIEFS DU POURTOUR

Cette grande cuvette ovale orientée en gros d'Ouest en Est, constitue un trait fondamental du relief du Mainland septentrional. Longue de près de 45 km, dépassant 15 km dans sa plus grande largeur, elle ne montre pas de correspondance simple avec la structure du socle dont les différents affleurements se disposent obliquement en longues bandes de direction NNE-SSW. Elle ne coïncide pas davantage avec un bassin hydrographique puisque trois systèmes de cours d'eau différents se partagent son drainage : à l'Ouest, la Strathmore River tributaire du Loch Hope; au centre, la rivière Naver et ses affluents; vers l'Est enfin, la cuvette se prolonge par le secteur lacustre de Badanloch Forest qui mène à la rivière Helmsdale et au Strath of Kildonan. Pourtant l'unité des formes majeures n'est pas remise en cause par le caractère hétérogène de la lithologie et de l'hydrographie. Les interfluves qui séparent les différents bassins comptent peu dans l'ensemble du paysage car ils s'appuyent généralement sur des collines médiocres au dessin mou et des éléments de plateau à l'allure fuyante et floue. Quant à la variété des roches moiniennes, elle introduit des nuances dans le modelé de la région déprimée plus qu'elle n'affecte les formes d'ensemble.

Néanmoins, c'est à la disposition des reliefs qui l'entourent bien plus qu'à ses caractéristiques propres, que la cuvette du Loch Naver doit la simplicité schématique de son organisation topographique. Le dispositif comporte, en effet, une couronne discontinue de collines, montagnes ou ensembles montagneux qui dressent brusquement leurs flancs raides au-dessus de la dépression centrale. Les limites s'imposent d'elles-mêmes, car elles sont soulignées par ce contact brutal. Au Nord, le B. Hope et le groupe B. Loyal - B. Stumanadh que traverse le Loch Loyal, s'alignent en une droite ouest-est. Vers le Nord-Est, malgré le large passage qu'emprunte le Strath Naver, la barrière se poursuit avec les buttes d'Achentoul Forest qui ont été analysées plus haut. A l'Ouest, la cuvette s'appuie sur les montagnes de Reay Forest. Au Sud, une série de collines à sommet plat forme un long interfluve qui joint le massif du B. Hee à celui que coupe en deux le Loch Coire (B. Klibreck - B. Armine). Ce n'est qu'au Sud-Est que les bordures s'affirment moins nettement, car la dépression s'ouvre largement dans cette direction et on passe souvent de manière insensible aux lacs de Badanloch Forest qui conduisent au Strath of Kildonan.

Différentes par leur nature structurale, les montagnes ont pourtant entre elles bien des points communs qui en font des reliefs résiduels isolés les uns des autres par le développement d'aplanissements relativement récents. Toutes, elles ont gardé les traces de niveaux étagés dominés généralement par les pyramides sommitales. Un tel arrangement « en escalier » n'est concevable qu'avec une permanence des lieux où s'est exercée de préférence l'érosion. Autrement dit, le cadre, dont il reste à préciser la nature en déterminant la part qui revient à la structure, était fixé depuis longtemps au moins dans ses grandes lignes.

Parmi les reliefs du pourtour, il importe donc de distinguer tout de suite ceux qui ont apparemment la même constitution pétrographique que la cuvette, de ceux pour lesquels la lithologie a joué un rôle primordial dans la conservation. Le B. Hope et le B. Hee sont dans le premier cas; le B. Loyal et l'ensemble montagneux du Loch Coire appartiennent au contraire à la seconde catégorie.

a. Les reliefs de gneiss moinien ordinaire

Pour le B. Hope et B. Hee, comme pour les reliefs plus modestes qui joignent ce dernier au B. Klibreck, la nature des roches ne semble pas avoir été un facteur déterminant dans leur tenue, puisqu'on y rencontre des gneiss psammitiques ou semi-pelitiques analogues en apparence à ceux qui occupent la partie occidentale de la cuvette jusqu'à Altnaharra. Ce serait donc à leur position que ces montagnes et collines devraient d'avoir échappé aux aplanissements qui ont tronqué les régions environnantes, à moins que des rejeux tectoniques récents ne les aient porté aux altitudes actuelles. Avant de choisir l'une ou l'autre de ces explications, il convient d'examiner les faits.

Le Ben Hope.

C'est une puissante montagne qui se dresse au-dessus du plateau d'A'Mhoine au Nord et qui domine vers le Sud, les étendues tourbeuses de la portion occidentale de la cuvette du Loch Naver. Elle doit sa profonde dissymétrie à la structure. A l'Ouest, la montagne est tranchée par une escarpement méridien colossal. De dessin en plan tout à fait linéaire, de profil rectiligne incliné à 50°, il peut dépasser 500 m de commandement sans rupture de pente notable. Il se prolonge vers le Sud par la corniche de Leitir Mhuiseil, tout aussi rigide et droite qui couronne le versant le plus raide de la vallée dissymétrique du Strath More. A l'Ouest du B. Hope et en contrebas, un second accident parallèle au premier mais d'ampleur plus réduite conduit au fond de la vallée du Loch Hope à quelques 300 m plus bas vers Cashel Dhu. De tous les autres côtés, le B. Hope est bordé par des versants qui sans être doux ont néanmoins des pentes moins accusées et des formes moins géométriques. Même au Nord-Est, où de véritables escarpements existent aussi, le dessin est très festonné. Il est clair que les deux énormes parois rectilignes qui accompagnent la retombée occidentale du B. Hope sont liées au passage de deux failles. Plusieurs arguments plaident en faveur de cette interprétation : 1) le double alignement des accidents topographiques suivant des droites parallèles : le Leitir Mhuiseil prolonge exactement l'escarpement supérieur du B. Hope et l'escarpement inférieur s'aligne avec le versant ouest du Strath More plus au Sud en recoupant à l'emporte-pièce les bancs inclinés de gneiss du Creag na Luibe Bàine; 2) le décalage du Strath More par rapport au prolongement de la vallée vers le Nord jalonné par le Loch Hope. Tout se passe comme si les deux failles avaient été exploitées successivement avec un secteur intermédiaire où elles apparaissent toutes deux dans la topographie. C'est dans ce secteur, que le passage de l'accident le plus occidental se traduit par un étranglement qui sépare les deux portions de vallées décalées. Ce rétrécissement trahit, comme nous l'avons déjà dit, l'ancienne jonction du B. Hope avec les montagnes situées plus à l'Ouest, ligne de partage des eaux séparant deux axes hydrographiques à tête opposée. Encore aujourd'hui, les affluents ont de part et d'autre une direction qui les fait se tourner le dos. C'est la présence des deux grandes failles subméridiennes qui a favorisé le renversement du drainage au profit de talweg du Loch Hope qui représente désormais la partie septentrionale de la vallée.

L'imposant bloc du B. Hope taillé dans les bancs de gneiss à inclinaison sud-est a conservé des traces non équivoques d'aplanissements qui recoupent le feuilletage du Moinien. Le sommet proprement dit s'individualise comme une lourde pyramide reposant sur un élément topographique calme de 700-750 m d'altitude, qui est sans doute l'équivalent de ce que nous avons dénommé dans le district d'Assynt la surface supérieure. Avant d'atteindre le niveau de la surface intermédiaire qui forme un beau fragment de plateau en arc de cercle au Nord-Est de la montagne, on rencontre quelques replats non structuraux comme le Creag Riabhach. Malgré son modelé en escalier, le massif montagneux se détache bien au-dessus des environs, car il est cerné de toutes parts ou presque par le niveau d'aplanissement écossais qui constitue l'essentiel des plateaux du pourtour. Admirablement représenté par une couronne de collines ou de replats dont le sommet subhorizontal nivelle à 320-340 m la structure, ce niveau vient au Sud-Est, au Sud et à l'Ouest en contact brutal avec la montagne. Ce n'est qu'au Nord-Est avec l'interposition du plateau de surface intermédiaire que le passage est plus progressif. Par rapport à ce niveau d'érosion écossais qui prolonge la surface du plateau d'A' Mhoine, on peut qualifier le B. Hope de véritable inselberg, d'autant mieux que le matériel est apparemment le même de part et d'autre du knick.

L'examen pétrographique ne révèle pas, en effet, de différences bien significatives entre les roches du sommet de la montagne et celles qui sont en contrebas. L'escarpement supérieur qui mène au faîte du B. Hope se décompose dans le détail en chicots rocheux redressés qui peuvent avoir leur paroi occidentale verticale ou même en surplomb. Le gneiss ne semble pas spécialement massif, car il se divise en plaques ou dalles dont l'épaisseur dépasse parfois 50 cm. Si le feuilletage est bien marqué, les plans de division de la roche — surfaces séparatrices des bancs et diaclases orthogonales — ne sont cependant pas trop nombreux. En outre, de gros filons de quartz épais parfois de plus d'un demi-mètre recoupent le feuilletage en armant les gneiss. Au microscope ces derniers apparaissent très riches en quartz et en muscovite mais fort pauvres en feldspaths. Les baguettes de muscovite bien qu'orientées dans la même direction ne forment pas de véritables lits. La texture remarquablement homogène est fine, isogranulaire. Par comparaison, les roches qui affleurent dans le resserrement médian de la vallée du Strath Mòre - Loch Hope sont d'apparence très voisine. Le feuilletagle est aussi marqué mais la fissilité n'est pas plus grande et le nombre de diaclases est du même ordre. La composition minéralogique est, à peu de choses près, la même avec une teneur en quartz égale ou supérieure. Quant au grain, il est au moins aussi fin. Quelques joints dans les cristaux de quartz, une texture légèrement hétérogranulaire sont-ils des facteurs suffisants d'affaiblissement de la roche ? Il ne le semble pas.

Il faut donc faire appel à la tectonique pour comprendre la présence du B. Hope au milieu des plateaux environnants. Mais les failles peuvent intervenir de deux manières différentes, soit par action directe grâce à un rejeu récent, soit indirectement par l'intermédiaire de la zone de broyage qui accompagne les déplacements le long du plan de faille. Le choix est assez aisé ici. Considérer le B. Hope comme un bloc basculé récemment

aurait l'avantage d'expliquer la fraîcheur des escarpements grandioses qui bordent la montagne à l'Ouest. Mais cette hypothèse est difficilement soutenable, car en premier lieu le Strath Mòre encadré par deux failles n'à rien d'un fossé tectonique. Il faudrait du reste admettre que l'accident ouest a joué en sens inverse de part et d'autre de l'étranglement de la vallée. En second lieu, les aplanissements ne sont ni inclinés, ni dénivelés au passage des failles. La surface intermédiaire est à la même altitude (460-470 m) de chaque côté de la vallée du Loch Hope. Quand au niveau écossais, il se suit au-delà du Strath Mòre sans décalage de hauteur. L'échine dominant la corniche de Leitir Mhuiseil et la banquette couronnant l'escarpement de Cashel Dhu appartiennent à des compartiments tectoniques différents mais sont pourtant tronqués à une altitude similaire par ce niveau d'érosion.

Le massif montagneux du B. Hope doit par conséquent son isolement vers l'Ouest à l'exploitation de grandes lignes de failles subméridiennes qui peuvent être anciennes. Mais l'individualisation de l'ensemble répond probablement à celle d'un inselberg de position reposant sur le plan d'érosion de la surface écossaise.

Si les versants du B. Hope sont profondément marqués par l'action du gel quaternaire et par celle des processus de transport périglaciaires, le sommet proprement dit montre au contraire des signes caractéristiques d'érosion chimique et en particulier des phénomènes de désagrégation et de desquamation qui aboutissent au détachement partiel ou total de plaques ou plaquettes parfois minces. L'une de ces écailles encore soudée longue de 47 cm n'avait que 2 cm d'épaisseur au maximum. Il est évident que des formes aussi fragiles n'auraient pas résisté au passage de la glace. Faut-il pour cette raison les mettre au compte de l'époque postglaciaire ? Ce n'est pas sûr, car si les processus chimiques agissent actuellement, surtout sur les surfaces recouvertes d'un tapis végétal (mousses), ils n'ont guère eu le temps de modifier beaucoup les roches nues. Or au B. Hope, les beaux exemples de roches moutonnées avec stries ne commencent qu'en contrebas de la pyramide sommitale vers 750 m d'altitude. Au-dessus, on passe progressivement des champs de dalles superposées aux escarpements de roche en place divisée en bancs. Il n'est donc pas impossible que le sommet ait été au cours du maximum glaciaire un nunatak dépassant de plus de 150 m la surface de l'inlandsis. Cette hypothèse cadrerait assez bien avec les observations qui peuvent être faites sur le B. Loyal à quelques kilomètres plus à l'Est (v. p. 271).

Malgré une inclinaison assez peu favorable du feuilletage du gneiss vers le Sud-Est, de beaux cirques découpent le versant nord-est du massif, en mordant par un abrupt festonné sur les vestiges de plateaux. Mais les glaciers ont surtout agi le long des vallées qui encadraient le massif, et en particulier à l'Ouest en exploitant les zones de broyage. Le Strath More a été calibré de cette manière. Quant aux grands escarpements de ligne de faille en bordure, ils ont reculé de façon remarquablement uniforme pour avoir pu garder leur tracé rectiligne. Celui de Cashel Dhu a atteint une roche dont la massivité explique l'importance prise par les parois nues dans le profil et la rareté des éboulis. Au Tardiglaciaire. l'accident n'a libéré que quelques énormes blocs (l'un mesure plus de 30 m^3) qui ont dégringolé sur la nappe fluvio-glaciaire située au pied. L'escarpement de Leitir Mhuiseil est un peu différent. Le profil est plus nettement concave, la corniche ne dépasse pas 1/4 de la hauteur totale et tout le reste est occupé par les éboulis. Le gneiss, que la présence de feuilles intrusives métamorphisées riches en hornblende a contribué à affaiblir, est ici sensiblement plus divisé. Les formes ne sont pas entièrement figées depuis le Tardiglaciaire et certains éboulis sont remis en marche sous l'action du piétinement des moutons.

En revanche, toute évolution semble arrêtée pour les processus mécaniques au sommet du B. Hope malgré l'altitude (925 m). Le climat actuel serait pourtant favorable à la persistance de phénomènes périglaciaires, mais le matériel de gneiss psammitique ne libère que fort peu de fraction fine. Parmi les débris qui jonchent la partie supérieure douce des versants, on ne rencontre que des formes anciennes : quelques terrassettes et dallages de pierres et surtout des paquets de plaques glissées en masse parallèlement à la pente. Au total, un bilan assez maigre qui s'explique par les caractères du substratum rocheux.

Le Ben Hee.

Le massif montagneux du Ben Hee offre bien des traits de ressemblance avec celui du B. Hope. Comme lui, il s'enlève brutalement au-dessus des plateaux qui l'entourent et plus particulièrement au Nord, au Nord-Est et au Sud-Est. Vers l'Ouest, il est également séparé des montagnes de la région côtière par de profondes vallées. Dans un matériel qui est en gros le même gneiss psammitique, on rencontre un étagement analogue des formes, avec des vestiges d'aplanissements en escalier à des altitudes similaires. Là aussi, c'est au niveau d'érosion écossais que la montagne doit son individualisation sous forme d'inselberg. L'aplanissement est admirablement conservé sur toute la bordure nord-est, au plateau subhorizontal et couvert de tourbe du Druim nam Bad-Cnoc a' Chraois, et à la croupe du Meall na Teanga dont le sommet plat recoupe les bancs de gneiss.

Néanmoins, le rôle de la tectonique est plus réduit qu'au B. Hope. Les grands escarpements liés à des failles ne manquent pourtant pas dans la région : le versant ouest de l'Allt na Glaise très raide et rectiligne, vigoureuse coupure nord-sud à l'emporte-pièce dans les gneiss, en est un excellent exemple. Mais les lignes de

faille ne cernent pas de manière aussi stricte les contours de la montagne, qu'à l'Ouest du B. Hope; et même si certains abrupts bordiers dérivent du tracé de longues fractures, ils montrent dans leur dessin en plan assez souple une évolution poussée. Ainsi le contact avec les plateaux au Nord-Est, correspond au prolongement d'une grande ligne de faille NW-SE, parallèle à celle que suit le Glen Golly, et qui n'est conservée que plus au Nord-Ouest sous la forme d'un puissant escarpement de 300 à 400 m de haut coupant l'éperon de Sàil an las. Au Sud-Ouest le Loch Merkland épouse probablement la continuation d'un vieil accident qui a été suivi par le loch More. Au Nord-Ouest, enfin, il n'est pas impossible que les vallées qui isolent le B. Hee soient également conditionnées par des fractures, à en juger par l'alignement des éperons sur le versant rectiligne sud-est du Meall an Fheur loch. Malgré tout, la tectonique reste toujours discrète dans son influence sur le modelé, se contentant d'une action indirecte modérée. Il ne saurait être question de faire intervenir le jeu récent de failles pour expliquer l'existence du bloc montagneux.

Plus clairement que le B. Hope, le B. Hee se rattache à une zone interfluve qui éclaire la persistance des formes anciennes d'inselberg. Le B. Hee est inséparable de la chaîne de collines de gneiss qui le rattache au B. Klibreck à une dizaine de kilomètres à l'Est-Sud-Est, en créant une barrière entre la cuvette du Loch Naver et celle du Loch Shin. Collines et montagnes méritent le nom de reliefs résiduels et doivent apparemment leur conservation plus à leur position qu'à un matériel rocheux particulièrement résistant. Certes le gneiss psammitique du B. Hee comprend d'abondants cristaux de quartz engrenés et sa texture très homogène est à grain fin. Les plagioclases sont très rares; la muscovite ne forme pas de lits malgré une orientation préférentielle des baguettes. Mais tous ces caractères qui en font une roche dure se retrouvent à de très faibles différences près, dans les roches qui affleurent en bordure du Loch Shin. Dans celles qui sont entaillées par le Strath Vagastie, il est vrai, la muscovite est remplacée par la biotite, mais l'absence de lits d'éléments ferro-magnésiens explique la faible altérabilité du gneiss. Si la barrière de collines est interrompue à plusieurs reprises d'An Glas Loch à Vagastie, cela tient plus à l'existence d'un faisceau de failles convergeant vers Altnaharra en donnant aux éperons une allure géométrique caractéristique, qu'à un changement de la composition minéralogique du gneiss moinien. La macro-fissuration a certainement joué un rôle. Comme on peut le constater dans les coupes — la carrière fraîche située à 2,5 km au Sud d'Altnaharra par exemple — elle est très inégale et des zones fort massives peuvent voisiner avec des plans de diaclases rapprochés, mais l'augmentation du nombre de mesures dans les échantillonnages ne change presque rien à la valeur de la médiane. Cette dernière varie en définitive moins qu'on ne pouvait l'imaginer, du moins si l'on se base sur les quelques sondages opérés en divers endroits encore dispersés. Une analyse systématique serait nécessaire pour confirmer la chose.

Toujours est-il que grâce à son feuilletage prononcé, le gneiss s'est montré un matériau fort sensible à la gélifraction au point que le modelé du B. Hee et des collines situées au Sud-Est a été profondément marqué par la période froide du Quaternaire. On ne peut manquer d'être frappé par la dissymétrie qui affecte les versants de manière très courante. En exposition nord-est, le profil est concave et raide souvent accompagné d'une corniche bordée d'éboulis de gravité. Du côté sud-ouest au contraire, la pente est douce et généralement convexe. Cette opposition est d'ordre climatique. Elle ne peut être structurale car l'inclinaison du feuilletage varie. Au B. Hee comme au Creag Dhubh Mhòr et au Creag Dhubh Bheag, en dépit d'un plongement des bancs de gneiss vers l'Est, tous les escarpements et abrupts se localisent au Nord-Est et à l'Est.

Le dessin en arc de cercle du sommet du B. Hee s'explique par la morsure d'un cirque profond sur le flanc oriental de la montagne. L'évolution s'est poursuivie très tardivement, car on observe à la tête une série de monticules convexes où abondent les pierrailles et blocs anguleux très frais et qui ne sont autres que des moraines tardiglaciaires *(photo 17)*. L'examen de ces accumulations montre que l'alimentation provenait directement des parois dont le rebord déchiqueté et hérissé de fragments de dalles ou de plaquettes témoigne d'une intense action du gel. Les grands talus d'éboulis de gravité ont été nourris de la même manière.

Sur les pentes douces de la montagne, ordinairement exposées au Sud-Ouest et à l'Ouest, les manifestations de phénomènes périglaciaires anciens abondent. Quand le gneiss est très massif et quartzeux, comme à l'éperon du Sail Gharbh, il n'y a guère que des gros blocs irréguliers mis en place par un transport en masse mais disposés pêle-mêle sans arrangement spécial. Le système des diaclases de la roche en place est tel que les trois dimensions des blocs sont très voisines. Parfois ce matériel grossier peut s'ordonner en gros bourrelets à profil longitudinal bien incliné et à rebord convexe. Individuellement, chacun des lobes mesure plusieurs mètres de large et près d'un mètre de haut avec des blocs dont la taille dépasse couramment 30 cm. Au B. Hee proprement dit et au Meallan Liath Mòr, le gneiss est davantage divisé par les plans de feuilletage et les terrassettes festonnées deviennent plus fréquentes et plus continues. Elles se suivent souvent sur plusieurs dizaines de mètres, avec une hauteur de l'ordre du mètre. Si les blocs et cailloux qui constituent le front sont nus, la partie supérieure généralement occupée par la végétation montre que les formes ne sont plus fonctionnelles. A partir de 7-8°, les terrassettes font place vers le haut sur les pentes plus douces, à des champs de pierrailles et de blocs de plusieurs centaines de mètres qui donnent au paysage des sommets une parure claire *(photo 17)*. Parmi les cailloux, subsistent quelques vestiges de cercles de pierres dont la partie centrale, au diamètre de l'ordre du mètre, est couverte

PHOTO 16. — *Coupe naturelle à travers le granite* in situ *sur la rive gauche du ruisseau d'Achentoul.*
La roche pourrie est recouverte d'un mince placage de moraine. Le mètre donne l'échelle.

PHOTO 17. — *Le sommet arrondi* (croupe 2796) *du B. Hee, vu du Sud-Ouest.*
Dans le matériel assez homogène de gneiss psammitique, noter la dissymétrie d'ordre climatique sans rapport avec l'inclinaison des bancs vers le Sud-Est. Au second plan à droite, morsure d'un cirque tourné vers l'Est. Au premier plan, bourrelet morainique laissé par un petit glacier perché, tardiglacaire.

de mousse. Beaucoup de pierres sont retombées à plat et les formes assez détériorées ne laissent aucun doute sur l'arrêt des processus qui ont donné naissance à ces sols géométriques. En revanche, des champs de dallages naturels où les plaques qui jonchent le sol sont séparées par des surfaces terreuses que parsèment des cailloux taraudés de gneiss et des amas de cristaux de quartz intacts, continuent d'évoluer lentement. Les plans dallés, en effet, sont d'ordinaire limités vers le haut par une micro-banquette herbue dont la terre est recoupée par une série d'entailles fraîches en arc de cercle. La limite inférieure de ces dallages semble se situer actuellement vers 700-730 m d'altitude. Une autre preuve de la persistance présente des conditions périglaciaires au sommet du Ben Hee est apportée par l'existence de cassures fraîches à arêtes vives qui affectent certains cailloux de gneiss. Il arrive même que les morceaux éclatés par le gel soient à peine déplacés de part et d'autre des fentes. La roche n'a pourtant qu'une porosité moyenne, mais en l'occurence c'est la macro-fissuration qui est le facteur essentiel. Elle est suffisante pour que se manifeste la gélifraction actuelle.

La fréquence des formes périglaciaires — anciennes ou fonctionnelles — du B. Hee n'est pas surprenante en soi, mais elle contraste avec la rareté de ces phénomènes au B. Hope. Ni l'altitude, ni la latitude qui sont toutes les deux à l'avantage du B. Hope, ne peuvent expliquer cette différence. Il faut donc faire intervenir le matériel. Le gneiss du sommet du B. Hee qui est un peu plus diaclasé que celui du B. Hope, nettement mieux lité, comprend également une proportion plus forte de feldspaths. Aussi est-il à la fois plus sensible au gel et légèrement plus altérable, ce qui lui a permis de fournir des débris grossiers et une fraction fine qui sont justement nécessaires au développement des processus périglaciaires. La part des éléments fins dans le total est toutefois insuffisante pour que les sols géométriques aient pu atteindre une extension de quelque importance.

b. Les reliefs montagneux d'origine lithologique

Si le B. Hee et le B. Hope représentent d'anciens inselbergs qui doivent principalement à leur position d'avoir été formés puis conservés, d'autres montagnes au contraire se sont maintenues surtout en raison de la résistance des roches dont elles étaient constituées. Les relations entre la topographie et la nature lithologique sont parfois des plus étroites. Mais cette dépendance de la morphologie vis-à-vis de la structure ne porte pas en elle-même tous les éléments susceptibles d'expliquer la hiérarchie de dureté des roches. Elle pose le problème plus qu'elle ne le résoud et certaines questions n'ont pas encore reçu de réponses vraiment satisfaisantes.

Le Ben Loyal.

Les bordures du massif montagneux du Ben Loyal coïncident suffisamment bien avec les limites d'une grande intrusion de syénite traversant le gneiss moinien, pour qu'il soit vain d'épiloguer sur la nature de ce relief résiduel. L'ensemble montagneux auquel s'adjoignent quelques fragments de plateaux de part et d'autre du Loch Loyal doit évidemment son origine à la lithologie *(fig. 100)*.

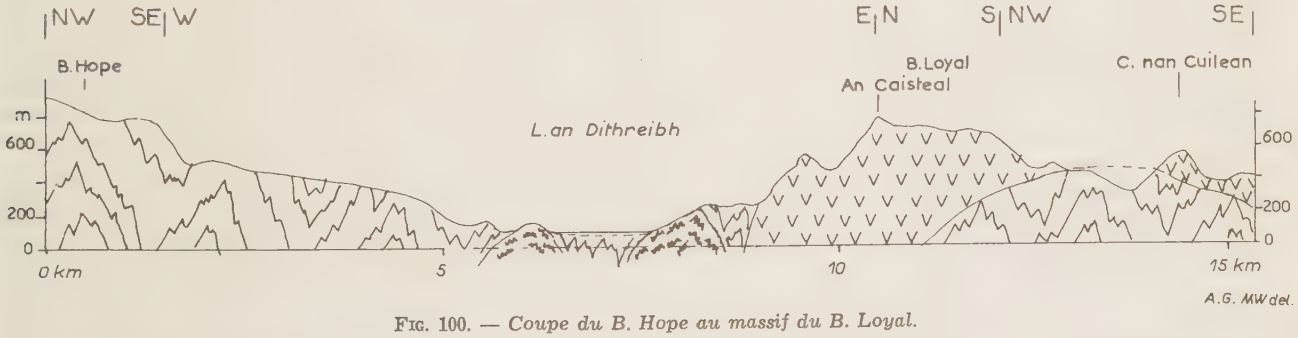


Fig. 100. — *Coupe du B. Hope au massif du B. Loyal.*

Malgré une altitude sensiblement inférieure à celle des massifs montagneux précédemment étudiés, le Ben Loyal répond mieux qu'eux à l'idée qu'on se fait d'un inselberg, car son isolement est plus accusé et des plateaux l'entourent de tous les côtés. Le contact est généralement brutal et très caractéristique.

Au Sud et à l'Ouest, la montagne est bordée par un large replat, qui tronque franchement les gneiss du pourtour sans mordre sur la syénite.

Ces éléments de plateau perchés au-dessus des vallées évasées qui conservent de larges témoins du niveau pliocène, représentent un reste d'ancien glacis très régulier qui fait face à celui du pied du B. Hope. C'est par rapport à cet aplanissement écossais que le B. Loyal se détache au-dessus du Loch an Dithreibh et de la

vallée du Loch Coulside. Un replat identique se retrouve à l'Est du B. Loyal, entre la montagne et le Loch Loyal, sous forme d'une longue et étroite banquette qui recoupe la syénite par un plan légèrement incliné mais très régulier, depuis la base du Cnoc nan Cùilean jusqu'à celle du B. Hiel. Le même niveau d'érosion est conservé à l'Est du Loch Loyal dans les gneiss lardés de syénite du Meall Meadhonach et des environs.

Du côté nord, la montagne se termine plus brusquement encore, car les bas plateaux tourbeux de la région septentrionale héritée de l'aplanissement pliocène se substituent au replat du niveau écossais en augmentant l'altitude relative. Accessoirement, les versants exposés au Nord ont été raidis pendant le Quaternaire froid. A l'Est du Loch Craggie, la limite des affleurements de syénite qui avait été nivelée par le niveau écossais que conserve le sommet plat de l'éperon de Sròn Ruadh a été remise en valeur par le développement de l'aplanissement pliocène présent sur la basse croupe de Cnoc na Moine et aux environs. Aussi le Sròn Ruadh forme-t-il maintenant un palier à bordures raides entre les étendues tourbeuses du Loch Craggie et le B. Stumanadh en arrière.

Au Nord-Ouest du B. Loyal, le contact avec le bas pays septentrional est proprement exagéré, puisque ce n'est même plus le niveau pliocène qui vient au pied de la montagne, mais la cuvette d'érosion différentielle de Rigibill taillée dans les gneiss à amphiboles. L'altitude relative prend une ampleur plus grande et les pentes le plus souvent rectilignes qui peuvent dépasser 70° dans le haut, sont soulignées par la végétation qui couvre les éboulis au pied des grandes parois nues.

Par ses versants raides qui dominent les plateaux environnants, par son sommet plat dans l'ensemble mais accidenté dans le détail par de gros chicots qui ressemblent à des tours, le B. Loyal a une silhouette qui évoque tout à fait celle d'un château-fort gigantesque de près de 2,5 km de long. Le choix du terme d'An Caisteal dans la toponymie gaëlique pour désigner le sommet principal est particulièrement heureux *(photo 18)*. Ce sont les pentes du Nord et de l'Ouest qui sont les plus raides. De profil rectiligne pour la plus grande part, elles s'adoucissent un peu vers le bas avec les éboulis, mais l'allure reste rigide avec les pans rocheux inclinés. Pourtant si les véritables corniches existent, elles sont rares : le Sgòr Chaonasaid dont le versant nord est incliné à 45° dans la moitié supérieure n'a pas de grands escarpements continus. Quant au sommet de la montagne, il étonne par son allure générale calme et régulière qui contraste violemment avec la raideur des bordures. Le modelé n'est pas celui d'une table rigide mais plutôt d'un reste de plateau onduleux dont l'altitude ne varie cependant qu'entre les limites étroites de 670 et 700 m. Il est clair que le B. Loyal a gardé les vestiges d'un aplanissement ancien qui ne peut être que la surface supérieure conservée à des altitudes analogues ou un peu plus élevées au pied de la pyramide sommitale du B. Hope et sur le résidu de plateau du Meallan Liath Mòr au Sud-Ouest du B. Hee. Toutefois à la différence de ces deux dernières montagnes, il n'y a pas ici de volume important dominant la surface supérieure, mais seulement, perchés au-dessus du belvédère subhorizontal, de petits reliefs ruiniformes qui seront décrits un peu plus loin.

En ajoutant au B. Loyal proprement dit, les collines du B. Hiel et du Cnoc nan Cùilean et les fragments de plateau adjacents constitués également de syénite, on obtient une curieuse demi-couronne en saillie ouverte à l'Est et encadrant un vaste creux tourbeux de forme évasée tourné vers le Loch Loyal. Ce dispositif très particulier est d'ordre structural, car il s'accompagne d'une dissymétrie systématique qui ne peut tenir à des différences d'exposition climatique et qui, loin d'avoir été oblitéré par les épisodes froids du Quaternaire, a plutôt été exagéré par l'évolution sous climat froid. En règle générale, les pentes externes de la demi-couronne qui correspondent à la bordure de l'intrusion et au contact de la syénite avec le gneiss du pourtour sont beaucoup plus raides que la descente vers le creux central au cœur du massif de roche éruptive. La dissymétrie déjà nette au B. Hiel et surtout à la croupe qui le prolonge vers le Loch Loyal, ne cesse de s'accuser vers la partie ouest de l'arc de cercle en relief. Dans le B. Loyal proprement dit, elle atteint son plus grand schématisme et on assiste à une curieuse inversion de la disposition des formes par rapport aux contrastes habituels dus aux différences d'exposition climatique. Les versants les plus marqués par l'évolution quaternaire froide et les seuls cirques typiques se trouvent, tournés vers l'*Ouest*, alors qu'à l'*Est* la pente douce préglaciaire a été peu modifiée. Le grand creux central orienté vers l'Est qui aurait pu servir à l'installation d'un magnifique et grandiose cirque n'a guère été transformé par la glace qui y a laissé subsister la banquette prépliocène signalée plus haut. En d'autres termes, seuls les versants externes ont participé quelque peu aux modifications apportées par l'époque glaciaire en raison de leur forte inclinaison et malgré une exposition peu favorable vers l'Ouest. L'effet structural a donc écrasé l'effet climatique ou du moins les formes essentiellement structurales acquises avant le Quaternaire n'ont point été effacées par les écarts dans l'évolution qu'auraient du conditionner les oppositions climatiques de la période froide.

Si l'on cherche à déterminer maintenant ce qui a permis au complexe intrusif de syénite de former une demi-couronne en saillie au-dessus des gneiss environnants, il faut faire appel au témoignage des formes de détail et aux examens pétrographiques. Malheureusement, dans la grande zone tourbeuse qui occupe le creux central, aucun affleurement de roche en place n'est visible et il n'est pas possible de comparer les échantillons de bordure

avec ceux du centre. On doit se contenter d'utiliser les roches qui affleurent à mi-distance de la couronne et du creux, sur les premières pentes qui mènent à la montagne.

En montant par la croupe qui est à l'Est du Lochan na Creige Riabhaich, on rencontre d'abord des vestiges de gneiss incomplètement digérés par la mise en place de l'intrusion. La roche très fissile part en plaquettes assez aisément décomposables. Avec l'apparition de la syénite, les caractères changent et la massivité devient nettement plus forte. Les diaclases subverticales n'en ont que plus d'importance. Assez espacées — on en dénombre de 2 à 6 au mètre — elles donnent parfois naissance à de profondes fissures qui laissent subsister entre elles des cloisons d'allure géométrique ressemblant à des lapiès (1). La décomposition responsable de ces formes de détail est de toute évidence postglaciaire, au moins en partie, puisqu'elle peut prendre comme point de départ des surfaces polies et s'accompagne de la formation d'un peu d'arène grossière. Dans l'ensemble cependant, l'ampleur des phénomènes reste modeste.

Beaucoup plus dignes d'intérêt sont les reliefs ruiniformes qui jalonnent le sommet du B. Loyal. Ils ne sont pas localisés au hasard et se rencontrent presque toujours en bordure des versants à la naissance de leur partie supérieure. Ils se détachent si nettement du raccord convexe de la lanière de plateau sommital avec les pentes, qu'on les croirait posés dessus, tant leur modelé hardi contraste avec l'allure calme de leur soubassement. Constitués par l'empilement d'énormes blocs géométriques aux arêtes émoussées, ils donnent un peu l'impression de tours où la maçonnerie serait apparente.

L'aspect de détail est conditionné en effet par le réseau de diaclases entrecroisées qui a été exploité par décomposition de la syénite. Quand les fissures s'ordonnent suivant des plans perpendiculaires d'importance égale, le découpage aboutit à l'isolement de volumes cubiques ou parallélépipédiques très stables. C'est ce qu'on observe au Sgòr Chaonasaid *(photo 19)*. Les formes sont plus irrégulières, quand les diaclases sont obliques car certains blocs en porte-à-faux se sont détachés en laissant des traces caractéristiques en creux, anfractuosités à encoignures et à surplomb. A l'An Caisteal, les diaclases verticales ou subverticales prédominent en donnant au modelé une allure simple. La face est n'est qu'une grande paroi nue inclinée à près de 75° et qui suit le tracé d'une fracture, mais à l'Ouest et au Sud, deux plans proches de la verticale se combinent pour faire de la bordure une suite de murs en échelons. En allant vers le Càrn an Tional, plus au Sud, les plans horizontaux l'emportent peu à peu en délimitant d'épaisses dalles. Dans tous les cas, l'espacement des diaclases est assez grand, supérieur semble-t-il à celui qui s'observe en contrebas sur les versants dans les zones de pseudo-lapiès. La densité qui peut descendre à moins de 1 au mètre, excède rarement 5. Ces reliefs ruiniformes qui dépassent la surface des sommets de quelques mètres ou quelques dizaines de mètres, sont évidemment liés à une altération qui a progressé surtout dans une roche massive à la faveur des diaclases. Localement, du reste, sur certaines surfaces rocheuses, s'observent des formes typiques d'érosion aréolaire. An Caisteal, en particulier, offre de nombreux exemples d'alvéoles circulaires de 20 à 50 cm de diamètre et de 5 à 25 cm de profondeur, qui en se rejoignant peuvent aboutir à créer des alvéoles plus grandes à contours lobés.

Toutes ces formes de détail rappellent de très près celles qui ont été décrites dans diverses régions de la Grande-Bretagne et plus spécialement au Devon. D. Linton admet que ces « tors » sont des reliefs dus à une décomposition inégale sur place au Tertiaire et peu modifiés par la suite [278 et 279]. Mais d'autres soutiennent au contraire que leur origine est à rechercher dans les processus périglaciaires : J. Palmer et J. Radley se sont faits l'écho de cette opinion [327]. Traiter du débat nécessite un éclaircissement préalable. Si l'on veut éviter que la discussion ne s'enlise dans la confusion et l'ambiguïté, il faut soigneusement distinguer deux phases dans la genèse des tors : 1) l'une sans doute assez longue est une indispensable préparation par décomposition subsuperficielle aboutissant à l'ameublissement des volumes rocheux les plus altérables donc à l'individualisation des cœurs les plus résistants. 2) L'autre relativement rapide à l'échelle géologique n'est qu'une dénudation des masses résiduelles, grâce à l'enlèvement des matelas d'altérites. Notons tout d'abord que les tors les plus typiques s'observent d'ordinaire dans des régions qui n'ont pas connu de glaciation et ont bénéficié ainsi plus aisément de la conservation d'édifices assez fragiles. L'exemple du Devon est bien connu. En France, on rencontre des formes tout à fait voisines dans des granites, non loin du sommet du Mont Lozère, où l'existence de glaciers n'a encore jamais été démontrée. Beaucoup d'analogies morphologiques avec le B. Loyal ressortent de la description qui a été faite récemment du massif de syénite de l'Itaiaia au Brésil [A. Cailleux, et al. 82]. Ajoutons à cette liste les nombreux « castle-kopjès » qui ont été analysés,en Afrique du Sud notamment. En ce qui concerne le B. Loyal, il est à remarquer qu'aucune roche polie d'origine glaciaire avec stries n'a été relevée sur les reliefs ruiniformes alors qu'il en existe à partir du plateau sommital qui leur sert de piédestal. D'ailleurs il n'y a pas d'erratiques et on peut penser que les empilements fragiles de blocs auraient été dérangés par le passage des glaciers. Il est donc plausible d'admettre que l'inlandsis laissait émerger ces reliefs qui n'ont guère pu être la proie de la gélifraction en raison de la massivité de la roche constitutive. La limite supérieure de la glace devait se situer vers 700-730 m, à une altitude proche de celle qui avait été suggérée pour le B. Hope.

(1) Plus que de « pseudo-lapiés » souvent indépendants du réseau de fissures il conviendrait de parler de « pénitents rocheux » (Büßersteine) au sens où l'entend E. Ackermann [1].

On pourra, bien sûr, objecter que la décomposition postglaciaire est peut-être responsable de la formation de ces reliefs ruiniformes. Cette objection est en fait bien peu solide : si l'altération se poursuit effectivement maintenant, elle ne procède que fort lentement en libérant un peu d'arène et quelques cailloux rongés, noyés dans une matrice terreuse brunâtre.

La période qui nous sépare du Quaternaire froid est manifestement trop brève pour avoir abouti aux résultats décrits plus haut. Aux endroits les plus favorisés à cet égard, c'est-à-dire au contact du manteau-éponge de la tourbière qui imbibe la roche d'une eau acide, nous observons au mieux une encoche bien modeste à la base blanchie de certaines parois. Il est donc logique de rapporter la phase de préparation par altération différentielle aux temps préglaciaires.

Reste un dernier point à éclaircir. Les processus qui ont conduit à l'élaboration des tors supposent une décomposition pénétrant profondément le long des diaclases. Pourquoi les reliefs ruiniformes actuels sont-ils nus et comment ont-ils été débarrassés de leur couverture d'arène ? Il est alors nécessaire de faire intervenir les phénomènes périglaciaires. Si la gélifraction a sans doute agi en détachant quelques blocs préformés, ce sont surtout les mouvements de masse qui ont été efficaces. La solifluction a bénéficié de la présence d'une arène terreuse qui a permis le glissement de blocs formant maintenant des chaos après lessivage de la fraction fine. Ainsi s'expliquent les « mers de blocs » qui bordent les tors sur des pentes relativement faibles dont la valeur est notoirement insuffisante pour que se déclenchent les éboulis de gravité. La face nord d'An Caisteal est encombrée d'éboulis énormes qui ménagent une transition à la base de la paroi, mais toute la partie rectiligne de l'accumulation n'a qu'une inclinaison de 15-18° *(photo 18)*. Du même coup, la localisation des tors à la partie supérieure des versants s'éclaire. Pour que les reliefs ruiniformes apparaissent à l'air libre, il fallait que les matériaux fins provenant de la décomposition puissent être évacués par appel au vide. La solifluction a effectué ce travail en emmenant les blocs sur de courtes distances. En quittant le versant pour gagner le plateau sommital, les formes sont de plus en plus mal dégagées et finalement complètement enterrées.

Résumons-nous. Les tors du B. Loyal ont d'abord demandé pour leur formation une longue période tertiaire d'altération superficielle et de crypto-décomposition sur place dans une roche relativement altérable mais suffisamment massive pour que la totalité du matériel ne soit pas pourri. Ayant échappé à un inlandsis trop peu épais, ils ont subi des conditions climatiques périglaciaires qui ont eu pour effet de détacher par gélifraction des blocs préformés et surtout de transporter sur les pentes arènes et blocs; le second travail conditionnant les progrès du premier. S'il est abusif de demander toute l'explication du modelé aux processus périglaciaires, il est normal de faire appel à eux pour aboutir à une pleine compréhension des formes.

N'est-il pas paradoxal de constater que la syénite du B. Loyal, roche soumise à des phénomènes de décomposition passée et présente, forme malgré tout une demi-couronne de montagnes et de collines au-dessus des plateaux de gneiss ? Apparemment si, mais la contradiction n'est pas très difficile à résoudre. Il est certain que par rapport au gneiss psammitique ordinaire, la syénite n'est pas avantagée par sa composition minéralogique. La variété la plus courante d'après H. H. Read est dépourvue de quartz ou très pauvre en quartz avec des feldspaths — orthose et albite associés en texture antiperthitique — qui forment le principal constituant en donnant un grain grossier à la roche [362]. Les amas de ferro-magnésiens — pyroxènes et hornblende essentiellement — l'abondance de sphène ne sont pas des éléments favorables à une bonne résistance à l'altération. Il est vrai que, localement, la syénite peut s'enrichir en quartz au point de devenir une nordmarkite (Tableau IX). Le grain est alors parfois un peu moins grossier. Mais dans ces syénites quartzifères, la hornblende abonde le plus souvent, et l'hétérogénéité de la texture subsiste à cause des phénocristaux de feldspaths. Il n'est pas rare d'ailleurs que la micro-fissuration soit intense avec des minéraux disjoints.

Il faut donc rechercher une autre explication pour comprendre la place qu'occupe la syénite dans la hiérarchie de résistance régionale. Sa dureté qui lui a permis d'échapper aux aplanissements successifs, elle la doit avant tout à son caractère massif. La roche qui a été mise en place au cours d'une intrusion relativement tardive, postérieure au métamorphisme du Moinien, n'a pas de plans de feuilletage. Les cristaux ne forment pas de lits. Comme nous l'avons vu, les diaclases sont espacées, surtout au sommet de la montagne et la décomposition n'a pu progresser que le long de fissures relativement rares en donnant naissance aux tors. Au Quaternaire froid, la faible macro-fissuration a continué de jouer comme un facteur de résistance qui explique la rareté des cailloux de syénite dans les moraines (ex : moraine latérale de Loch Loyal Lodge).

Aux dires des géologues [H. H. Read, 362], la syénite du B. Loyal est très proche de celle de l'intrusion du Loch Ailsh (Ben More Assynt Lodge) qui forme pourtant un creux marqué dans la topographie. Cette différence de comportement est surprenante au premier abord, mais elle s'explique par la localisation de la masse intrusive. N'oublions pas que ces intrusions alcalines sont antérieures aux grands charriages. Celle du Loch Ailsh, s'est trouvée placée en plein milieu de la zone charriée et la roche intensément divisée a perdu ainsi sa principale qualité qui faisait d'elle une roche dure : la massivité. Loin de poser un problème, cet exemple du Loch Ailsh apporte à l'interprétation précédente une preuve par le contraire.

Photo 18. — *An Caisteal (B. Loyal).*
Alignement de « tors » dont les flancs raides ne sont que très partiellement masqués à la base par quelques éboulis. Noter l'étalement des débris par l'action de la solifluction. Vue vers le Sud.

Photo 19. — *Détail de l'empilement de blocs géométrique dans la syénite du Sgor Chaonasaid (B. Loyal).*
Le mètre (en haut et à gauche) donne l'échelle.

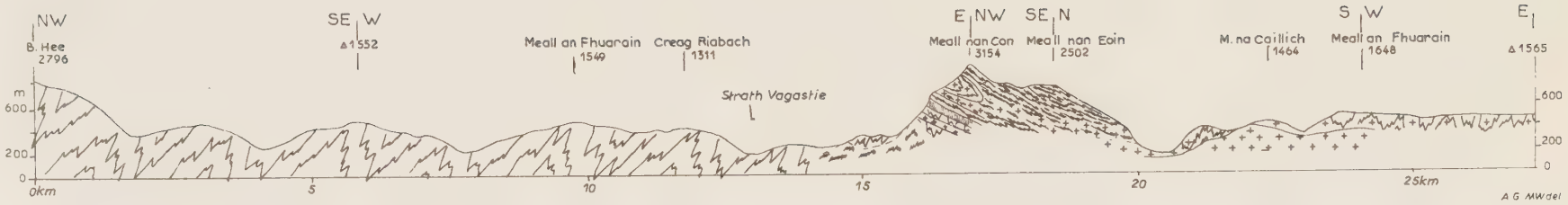


FIG. 101. — *Coupe à travers le Sutherland depuis le B. Hee jusqu'au massif du B. Klibreck et aux plateaux de B. Armine Forest.*

Les reliefs qui entourent le Loch Coire.

Les reliefs qui entourent le Loch Coire forment un ensemble d'un format plus grand que les autres montagnes *(fig. 101)*. Compte tenu de la brutalité du contact avec les plateaux environnants, il mérite le nom d'inselgebirge plus que celui d'inselberg. Mais l'importance des dimensions est acquise aux dépens de l'homogénéité topographique et structurale : au massif montagneux du B. Klibreck et à celui du B. Armine, s'ajoutent, en effet, les plateaux assez étendus de B. Armine Forest. Quant à la lithologie, elle est fort compliquée dans le détail, puisqu'un complexe d'injection granitique s'est introduit dans un groupe de roches moiniennes comprenant de bas en haut : des gneiss lewisienoïdes à hornblende, des gneiss psammitiques ou semi-pelitiques, des micaschistes et enfin des quartzites. Ces faciès variés qui représentent sans doute une ancienne succession de séries sédimentaires ont été plus ou moins pénétrés par les granites calédoniens syntectoniques, de telle sorte qu'on aboutit à un nombre important de combinaisons où interviennent le degré de granitisation et la nature de la « roche-hôte » [Read, 362].

L'observation des formes sur le terrain permet d'apercevoir trois faits frappants qui sont tous explicables par la structure :

1) les montagnes ont un modelé profondément marqué par une dissymétrie qui traduit l'inclinaison du feuilletage des roches métamorphiques. Comme les plans qui séparent les bancs rocheux sont inclinés suivant des angles qui varient en valeur et en direction, la dissymétrie des reliefs change. Ainsi s'explique la curieuse disposition du B. Klibreck et du B. Armine, massifs, montagneux se tournant le dos de part et d'autre de la profonde dépression lacustre qui s'interpose entre eux. Dans tout le massif du B. Klibreck, le feuilletage est incliné vers le Sud-Est et la montagne se termine vers le Nord-Ouest par un front imposant de 500 à 600 m de commandement qui domine la cuvette du Loch Naver *(photo 20)*. A ce versant raide et rigide, souvent rectiligne, mais accidenté dans le détail par de multiples abrupts structuraux qui soulignent les contacts inclinés des bancs ou groupes de bancs des multiples variétés lithologiques, s'oppose la descente douce et progressive vers la vallée des lochs a' Bhealaich et Coire (1). Cette dernière vallée est d'ailleurs elle-même nettement asymétrique, comme il est loisible de s'en rendre compte depuis le col d'Easach où s'offre une vue en enfilade. Le versant sud-est est raide avec des parois rocheuses qui descendent très bas; le grand plan incliné doux qui lui fait face est au contraire couvert en grande partie par la moraine. Vers l'extrémité nord-est du Loch Coire, la dissymétrie s'atténue et disparaît. Or précisément le feuilletage prend des inclinaisons beaucoup plus variables et désordonnées à cet endroit, en particulier aux environs de Loch Coire Lodge.

En ce qui concerne le massif de B. Armine, les plans de feuilletage sont moins régulièrement ordonnés qu'au B. Klibreck, mais l'inclinaison qui se fait d'ordinaire vers l'Ouest (NW ou SW) éclaire l'origine du front montagneux tourné vers l'Est. On a donc au total un dispositif de montagnes dont le flanc raide est tourné vers l'extérieur et dont la pente interne est plus douce. Cette organisation morphologique de « pseudo-cuestas » à front externe est héritée d'une structure très ancienne qui est le fruit de l'orogénie calédonienne. Elle répond à une déformation « en cuvette » des plans de feuilletage des roches métamorphiques dont l'inclinaison est en gros la même que celle des limites des différents faciès pétrographiques.

2) La grande dépression qui isole le B. Klibreck du B. Armine est rectiligne et jalonnée par des lacs allongés qui s'alignent du Nord-Est au Sud-Ouest sur Bealeach Easach. Mais le loch a' Bhealaich est décalé légèrement par raport au Loch Coire et on ne peut manquer de remarquer que le bord le plus droit du premier du coté sud-est prolonge la bordure nord-ouest régulière du second. Une telle disposition ne peut s'expliquer que par l'exploitation d'une seule et même fracture tantôt sur une marge, tantôt sur l'autre.

3) Les bordures de l'ensemble montagneux ne sont vraiment bien marquées qu'au Nord-Ouest, le long du B. Klibreck, à l'Est et au Nord-Est, le long du B. Armine. Si dans ces secteurs le contact avec les plateaux environnants est si brutal, c'est que les plans de feuilletage des roches cristallophyliennes inclinés vers l'intérieur ont donné naissance à un véritable front externe. Mais cette condition tout en étant nécessaire n'est pas suffisante par elle-même. Les plus beaux knicks coïncident presque toujours avec les principales limites d'affleurements et en particulier avec le passage des psammites aux pélites du Moinien. Au B. Klibreck comme au B. Armine, les volumes saillants sont essentiellement constitués par des micaschistes dominant les gneiss du pourtour. Dans les deux cas, les vestiges de niveau écossais au pied de la montagne montrent que l'individualisation du relief s'est faite à partir de cet aplanissement. Au B. Klibreck, le front montagneux a une grande ampleur et le knick est parfaitement net *(photo 20)*, mais ce niveau d'érosion ne subsiste que sous forme de méplats réduits qui tronquent les gneiss de quelques collines basses (The Crask, Druim Klibreck, Round Hill, etc.), car la pénétration de l'aplanissement pliocène dans la cuvette du Loch Naver a fait disparaître la plus grande partie des témoins. Par contre, le B. Armine a bénéficié d'une position plus à l'écart de l'axe de la cuvette. Le niveau écossais qui recoupe les bancs de gneiss psammitiques plus ou moins granitisés y est magni-

(1) Cela ne signifie pas que les versants doux soient structuraux, autrement dit que plans de feuilletage et pente topographique coïncident. La chose se produit souvent mais seulement à une échelle tout à fait locale pour donner aux versants une forme d'ensemble régulière et peu heurtée.

fiquement conservé sous forme d'éléments de plateau venant se terminer brusquement contre les pentes raides de la montagne taillées dans les micaschistes.

Vers le Sud, les montagnes passent progressivement aux plateaux de B. Armine Forest et il serait vain de vouloir rechercher une limite précise. Cette absence de contact tranché est à mettre également sur le compte de la structure. Le front des migmatites est moins profond, des granites affleurent en divers points et les différences de faciès des roches comptent peu, eu égard à l'imprégnation générale du matériel par le complexe d'injection. L'homogénéisation lithologique a permis un large développement des aplanissements et plus spécialement de la surface intermédiaire qui est présente dans tout le Nord de B. Armine Forest.

Au total, la morphologie est largement conditionnée par la structure qui joue un rôle indirect déterminant. Si nous voulons préciser les modalités de cette action, il convient d'examiner séparément les plateaux de B. Armine Forest et les massifs montagneux qui les dominent.

Toute la partie septentrionale de B. Armine Forest est occupée par des croupes monotones aux sommets subhorizontaux couverts de tourbe. Ces éléments de reliefs calmes ont des altitudes peu variables, comprises entre 450 et 500 m. Ils forment les restes d'un plateau hérité de la surface intermédiaire encore peu disséquée. Plus au Sud, le développement de niveaux d'aplanissements plus récents et les reprises d'érosion le long des cours d'eau tributaires du Moray Firth n'ont laissé subsister que de rares témoins de cette surface sur les interfluves (ex. Meallan Liàth Mòr). La régularité de ces fragments de plateaux, leur caractère uni sont d'autant plus frappants qu'on les rencontre sur des matériaux variés. A l'Ouest, un morceau de couverture de Vieux-Grès-Rouge qui doit sa conservation à l'existence d'une faille subméridienne se signale par quelques croupes convexes et rugueuses. Malgré la présence d'escarpements bordiers de conglomérats accompagnés par des talus d'éboulis — le Creag Sgoilteach et l'abrupt situé un peu plus à l'Est — les sédiments détritiques ont un sommet tronqué à une altitude analogue à celle des autres plateaux et qui dérive évidemment de la même surface d'érosion. Cette dernière doit se prolonger jusqu'à proximité du Meall Odhar. Du reste, la faille-limite de l'affleurement est nivelée, au moins dans la portion septentrionale où les conglomérats sont en contact avec le socle. Les poudingues grossiers ont suffisamment bien conservé l'aplanissement pour que la ligne de faille jalonnée par des roches broyées dans le socle n'apparaisse que de manière très timide sous la forme d'un ensellement très doux. Quant aux éléments de topographie prédévonienne, ils jouent sur les contours non faillés de l'affleurement un rôle très réduit dans le paysage. Quelques replats ou sommets de croupes peuvent à la rigueur s'y attacher au Nord et à l'Ouest, mais de toute façon aucune confusion n'est possible avec la surface des plateaux, car ils sont nettement en contrebas.

Vers le Nord-Est, en arrière du massif de B. Armine et à une altitude légèrement inférieure à celle des reliefs qui bordent le Loch Coire au Sud-Est, la surface s'avance en mordant largement sur les micaschistes granitisés, au pied du Meall a' Bhàta et au Monadh Stairneach par exemple, ou encore sur les quartzites du Meall Meadhon. Si les versants un peu raides et parfois concaves ont leur originalité, la parenté des formes sommitales avec celles des autres plateaux est indiscutable.

Cette extension de la surface intermédiaire aux deux extrémités ouest et nord-est sur des roches différentes ne doit pas faire perdre de vue l'essentiel, à savoir l'incomparable perfection de l'aplanissement sur tous les fragments de plateau qui tronquent le granite ou des gneiss fortement imprégnés par des injections de granite. Tout se passe comme si ces catégories pétrographiques avaient été favorables à la fois à la réalisation d'un aplanissement débordant par la suite sur d'autres roches et à la conservation du modelé d'érosion. La situation est donc en tous points comparable à celle des Knockfin Heights qui ont eux aussi magnifiquement gardé les traces de la surface intermédiaire. Comme aux Knockfin Heights, la topographie des éléments de plateau est quasi tabulaire : on peut ainsi cheminer pendant plus de 6 km sur le manteau de tourbières — depuis la table granitique des cotes 1644 et 1645 jusqu'à la croupe cotée 1565 en passant par le Meall an Fhurain (1648) — sans changer de plus de 25 m d'altitude. Une telle identité de modelé ne peut être le fruit du hasard; elle correspond en fait à la même réaction de roches granitiques ou granitisées vis-à-vis de l'érosion. Le granite qui affleure au sommet coté 1644 et dans les environs est assez sensible à l'altération. Les surfaces rocheuses sont rugueuses et couramment recouvertes d'une pellicule d'arène grossière formée d'agrégats de cristaux de quartz et de feldspaths provenant de la désagrégation granulaire postglaciaire. Les cailloux qui parsèment le plateau sont le plus souvent taraudés et en voie de décomposition. Dans les débris d'origine locale qui constituent la plus grande part du conglomérat de Vieux-Grès-Rouge au voisinage, les éléments de granite sont mieux roulés que les autres car ils avaient subi une certaine altération avant leur prise en charge. A l'examen, le granite apparaît comme une roche à grain moyen ou grossier, riche en biotite, largement pourvue de grands cristaux d'orthose et d'oligoclase. Les cristaux de quartz qui sont abondants sont très fragmentés et fissurés, ce qui a pour effet d'augmenter la porosité. Mais si tous les caractères précédents font de ce granite d'anatexie un matériel assez altérable, en revanche sa cohésion liée à une grande massivité lui a permis de garder intacte ou presque la trace d'une surface d'aplanissement relativement ancienne. Non seulement les joints qui traversent les cristaux sont orientés en tous sens, apparemment sans direction préférentielle, mais encore la densité des diaclases est faible. Sur ces granites,

comme sur les migmatites voisines qui présentent souvent un faciès de gneiss œillés, il est clair que l'altérabilité était suffisante pour que les aplanissements aient pu acquérir une perfection aussi poussée. Il est non moins certain que la massivité du matériel a préservé les niveaux d'érosion d'une dégradation trop rapide.

En ce qui concerne les montagnes, le problème fondamental consiste à comprendre la place respective occupée par les différentes roches du socle dans l'échelle de résistance. Aux deux extrémités de cette échelle, aucune difficulté ne se présente car la dureté relative des variétés pétrographiques est en accord avec leur position topographique. Que l'étroite bande de gneiss à hornblende au pied du B. Klibreck forme un creux utilisé par le Klibreck Burn n'a rien de surprenant puisque ce genre de roche est presque toujours en situation déprimée dans la région, comme nous le verrons en étudiant la cuvette du Loch Naver. Le Creag na-h-Iolaire, dans la partie nord du massif du B. Armine, a quant à lui une position dominante qui s'explique par son matériel de gneiss très quartzeux intensément métamorphisés qui passent fréquemment à de véritables quartzites.

Beaucoup plus délicats à expliquer sont les rôles respectifs joués dans la morphologie par les micaschistes et les gneiss psammitiques. Les montagnes du massif du B. Armine dont les sommets ont gardé la trace de la surface d'aplanissement supérieure sont toutes — à l'exception du Creag na-h-Iolaire — constituées par des micaschistes plus ou moins granitisés. Elles dominent les plateaux monotones et tourbeux de gneiss situés plus à l'Est.

Au B. Klibreck, tous les éléments de surface supérieure conservés vers 730-800 m sous forme de sommets arrondis au profil très calme sont taillés dans les migmatites à faciès pélitique *(photo 20)*. Quant à la pyramide du Meall nan Con (960 m), perchée sur ce haut piédestal, elle a gardé un chapeau de micaschistes qui s'incline vers le Sud-Est en se transformant en puissante carapace.

La position culminante des micaschistes a de quoi surprendre. Certes, ils reposent structuralement sur les gneiss psammitiques suivant un dispositif hérité d'une vieille succession stratigraphique, mais cette explication ne peut pas suffire. Si le matériel n'avait pas eu une dureté propre, il aurait été rapidement déblayé et n'aurait pas pu conserver les vestiges de hautes surfaces d'érosion déjà ancienne. Quels sont les renseignements apportés par l'examen des roches et des formes de détail sur le terrain ? Si comme le remarque Read, les catégories pélitiques ont été indurées par la granitisation en devenant moins fissiles — sur le flanc du Meall nan Con, il est aisé de constater que les micaschistes nettement plus massifs que d'ordinaire sont devenus moins sensibles à l'altération — les gneiss psammitiques de leur côté ont vu également leur résistance augmenter grâce à une cohérence accrue qui tient à l'accroissement de la taille des cristaux de quartz, à leur coalescence et éventuellement au développement d'« yeux » de feldspaths. Finalement ce sont les faciès les plus siliceux qui donnent naissance aux escarpements les plus grandioses et les plus continus comme on peut le vérifier sur les fronts montagneux. Au B. Klibreck, le versant raide de la montagne du côté nord-ouest se décompose en une série d'abrupts et de replats structuraux d'importance inégale *(photo 20)*. Les deux bandes les plus marquées et les plus continues d'escarpements sont sculptées dans les gneiss psammitiques indurés par les injections de granite. La première est à mi-versant, elle s'accompagne de parois subverticales qui laissent apparaître un matériel très dur et très siliceux de granito-gneiss. La seconde a plus d'ampleur mais une inclinaison moindre et occupe la plus grande partie du flanc nord-ouest du Meall nan Con. Les micaschistes granitisés donnent bien eux aussi naissance à des abrupts, mais ils sont plus discontinus et plus irréguliers que ceux des gneiss. En outre, les affleurements de « tranches » pélitiques peuvent s'accompagner d'un adoucissement de la pente comme on l'observe au-dessus du premier escarpement de gneiss siliceux qui vient d'être signalé. Sur le front montagneux du B. Armine se répètent les mêmes faits. Les pentes les plus raides sont localisées dans les gneiss granitisés de la base, tandis qu'au-dessus les faciès pélitiques ne se traduisent que par des abrupts irréguliers.

Pourtant l'individualisation de la pyramide du Meall nan Con, par rapport aux lambeaux de plateau (surface supérieure) qui lui servent de base, suppose un recul marqué du matériel qui la constitue relativement aux roches du soubassement. Autrement dit, les hôtes pélitiques fortement granitisés et armés par d'épaisses feuilles de pegmatites ont mieux résisté, en dépit des formes arrondies auxquels ils donnent naissance, que les gneiss siliceux ou semi-pelitiques moins métamorphisés qui les surmontent. Tout se passe comme si les micaschistes ayant davantage subi l'imprégnation du granite que les hôtes psammitiques ou semi-pelitiques avaient bénéficié d'une induration supérieure liée à un surcroît de massivité. Ainsi s'explique la conservation de la surface d'érosion supérieure sur une série de sommets aux versants doux et convexes dont l'allure lourde rappelle celle des ballons des Vosges. Le Creag an Lochain répond très bien à ce type avec sa surface sommitale onduleuse et calme. Les réactions des roches qu'on y trouve ressemblent d'ailleurs plus à celles des granites qu'à celles des micaschistes. Malgré un pourcentage non négligeable de biotite et une teneur en quartz modeste, le matériel n'est pas très décomposable car les plagioclases très abondants sont essentiellement constitués de variétés sodiques (albite, oligoclase), qui se disposent dans la masse sous forme de gros cristaux arrondis ou encore d'« yeux » énormes parfois groupés avec le quartz en lentilles ou veines. Dans ce dernier cas l'aspect est celui d'un gneiss œillé. Les surfaces rocheuses humides sont bien parsemées de cailloux taraudés et il y a eu depuis l'époque glaciaire une certaine altération qui a libéré un peu d'arène grossière, mais la roche a tiré avantage de sa massivité pour résister malgré une dégradation lente superficielle. La plupart des montagnes du massif du B.

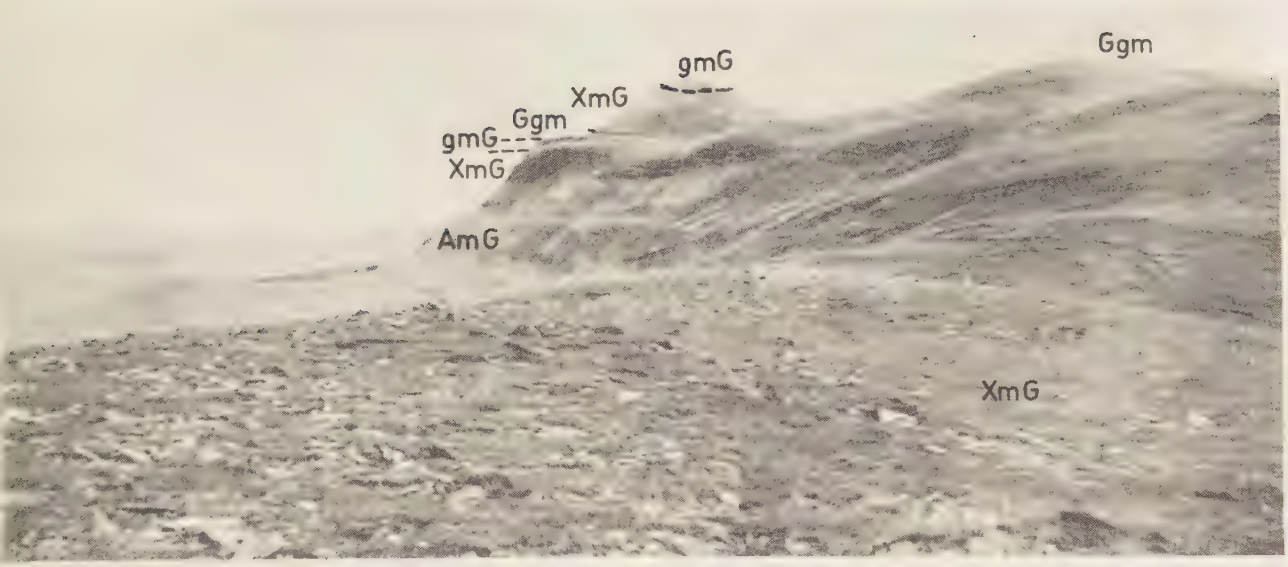


Photo 20. — *Le massif du B. Klibreck.*

Vu du Sud-Ouest (Cnoc Sgriodain). Au premier plan, les dalles de gneiss, du Cnoc Sgriodain (XmG). Au second plan, pseudo-cuesta développée grâce à l'inclinaison des bancs vers le Sud-Est. Le plateau régulier qu conduit à la croupe arrondie du Creag an Lochain dans les migmatites (Ggm) est surmonté par la pyramide du Meall nan Con, où le gneiss granitisé (Xmg) est recouvert par un chapeau de micaschistes (gmG). Au pied, un lac de surcreusement (L. nan Uan) et le bourrelet du Meall nam Uan. Les notations sont celles du Geological Survey.

Photo 21. — *Terrassettes festonnées sur le flanc sud-est du Meall nan Con.*

L'échelle est donnée par le marteau (40 cm).

Armine sont constituées de roches analogues auxquelles elles doivent leur forme lourde mais aussi leur altitude non négligeable. Là encore les hôtes pélitiques ont été davantage granitisés que les gneiss voisins.

Néanmoins, une telle explication ne peut pas être généralisée car une bonne part des volumes culminants du B. Klibreck est taillée dans des micaschistes ou des gneiss à deux micas où le métamorphisme n'est pas tellement poussé. Certes, ces roches sont nettement plus massives que des micaschistes ordinaires et se débitent parfois très mal, mais la plupart du temps les micas (biotite et muscovite) se disposent en lits parallèles qui se traduisent dans la topographie par l'apparition de dalles dans les chicots rocheux. Au sommet du Meall nan Con, ce modelé de détail déchiqueté est très visible; il rappelle en plus grandiose les « roc'h » décrits par A. Guilcher en Bretagne occidentale [186]. La carapace de gneiss à deux micas qui occupe le faîte de la pyramide et s'incline vers le Sud-Est jusqu'au Meall an Eoin est effectivement constituée d'une roche où les plans micacés sont apparents et abondants. Les cristaux de quartz bien que souvent engrenés entre eux ou avec les feldspaths sont fréquemment fissurés, craquelés ou même fragmentés. On voit donc mal ce qui a pu permettre à cette variété pétrographique d'occuper une position culminante. Le comportement des roches cristallophyliennes à faciès pélitique reste assez étrange pour ne pas dire énigmatique. La présence d'un complexe d'injection granitique, même s'il a pu favoriser localement les micaschistes par rapport aux gneiss, ne peut pas tout expliquer. D'une part, à l'Est de l'ensemble montagneux du Loch Coire, en effet, dans les vastes étendues tourbeuses et monotones de Badanloch Forest et de Borrobol Forest, les variétés pétrographiques issues de la granitisation plus ou moins prononcée des pelites ne sont pas spécialement en saillie par rapport aux roches de la séquence psammitique. Les limites d'affleurements sont le plus souvent nivelées et les différentes catégories de roches intégrées dans les mêmes aplanissements récents d'altitude médiocre. D'autre part, dans plusieurs régions du Mainland, situées bien plus au Sud, les micaschistes occupent une position dominante, en dépit de l'absence de tout phénomène de granitisation calédonienne.

De toute façon, les positions dans le modelé actuel ont été acquises bien avant le Quaternaire froid qui n'a pu en raison de sa brièveté modifier beaucoup les choses. Le Meall nan Con, par exemple, est chapeauté par des roches relativement fissiles et fort sensibles à la gélifraction qui auraient disparu si le climat froid s'était prolongé. Comme au B. Hope, il ne semble pas que la pyramide sommitale ait été recouverte par la glace au moment du maximum glaciaire. Le Meall nan Con a dû constituer une sorte de nunatak émergeant de l'inlandsis, car si les marques imprimées par le gel sont vigoureuses, en revanche les traces de polissage sont absentes, jusqu'aux lanières de haut plateau qui forment le soubassement.

Les transformations effectuées par les glaciers sont étroitement localisées sur les bordures des montagnes et le long de la dépression centrale du Loch Coire. C'est ainsi que le knick bordier a été exagéré, tant au B. Armine qu'au B. Klibreck, par le façonnement au pied même des fronts montagneux de creux taillés dans la roche et occupés désormais par des lacs (Gorm loch Mòr, Loch nan Uan). Le creusement glaciaire le long de la grande vallée lu Loch Coire a bénéficié non seulement de la présence d'une ligne de faiblesse qui explique le dessin rectiligne des deux lacs a'Bhealaich et Coire, mais encore d'une alimentation abondante. A la glace provenant de la cuvette Shin et venue du Sud par diffluence à travers les passages étroits du col d'Easach, et de la vallée de l'Allt coire na Fearna, sont venus s'ajouter en effet les volumes issus des glaciers du B. Klibreck. Ainsi est né l'ombilic de la partie méridionale du Loch Coire (jusqu'à — 45 m) au débouché de la vallée de l'Allt Coire na Fearna et immédiatement après la confluence de l'émissaire du Loch a' Bhealaich. Assez curieusement, les glaciers du B. Klibreck n'ont laissé de traces sensibles dans le modelé que sur le versant le plus doux. En dépit de conditions assez moyennes d'exposition vers le Sud-Est et d'une inclinaison des plans de feuilletage dans cette même direction vers la vallée, des cirques parfois très caractéristiques ont profondément mordu sur le flanc des montagnes. Si l'Allt na Bà occupe un fond assez incliné, le loch an Fhuarain en revanche matérialise le plancher d'un admirable cirque en fauteuil, suspendu au-dessus du loch a' Bhealaich et qui découpe à l'emporte-pièce le Creag an Lochain. Le contraste entre la régularité du sommet subhorizontal et la vigueur d'un versant où d'imposantes parois rocheuses dominent les talus d'éboulis, traduit bien la coexistence de deux générations de formes. Il semble que la dissection préglaciaire des affluents de la vallée du Loch Coire ait été, un facteur déterminant pour l'implantation des cirques. Le front montagneux du B. Klibreck tourné vers le Nord-Ouest était à la fois trop raide, trop rigide et trop peu découpé pour permettre la naissance et le développement de glaciers de cirque.

Ce versant abrupt a surtout connu une évolution de type périglaciaire ou supraglaciaire, spécialement pour la partie qui correspond au flanc de la pyramide du Meall nan Con. La gélifraction sur les parois a nourri de multiples talus d'éboulis qui masquent la roche en place. L'ensemble a été ciselé par les longues entailles de ravins élémentaires parallèles transformés parfois en couloirs d'avalanches.

Tout différent est le modelé du versant doux incliné vers la vallée des lacs *(ig. 102)*. Le développement des phénomènes périglaciaires y a pris une extension considérable et les sols géométriques y connaissent une ampleur qu'il est rare d'observer ailleurs en Ecosse du Nord. Les formes les plus caractéristiques sont les terrassettes qui se groupent en champs atteignant parfois 1 km et plus de longueur. Déjà présentes sur les

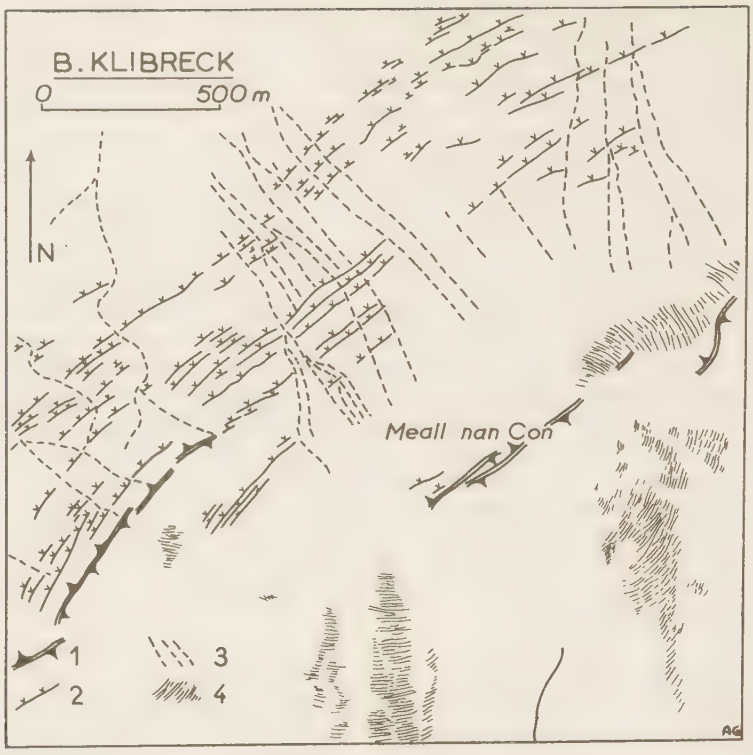


Fig. 102. — *Détail de la morphologie du Ben Klibreck.*
1 : crête sommitale; 2 : abrupt structural; 3 : couloir de ravinement; 4 : terrassettes périglaciaires.

flancs doux du Creag an Lochain, elles sont surtout nombreuses sur les retombées est et sud du Meall nan Con qui raccordent par des pentes modérées le sommet de la pyramide aux éléments de plateau supérieur en contrebas. Individuellement, ces terrassettes se suivent sur des centaines de mètres. Le dessin est le plus souvent festonné, le profil peu incliné ou même subhorizontal *(photo 21)*. Grâce au rebord terreux, on peut voir que les pierres sont en grande majorité disposées à plat, bien que certaines appuyées contre la bordure externe, soient placées perpendiculairement. Les dimensions sont généralement comprises entre 30 et 50 cm pour la hauteur, 1,50 m et 2,50 m pour la largeur, mais elles peuvent atteindre respectivement 60 cm et 4m. Ces terrassettes périglaciaires qui traduisent évidemment un glissement en masse des débris sur le versant, réclament, semble-t-il, pour se former, plusieurs conditions :

1) Il faut tout d'abord que la pente soit suffisante. Des valeurs comprises entre 10 et 15° sont favorables, mais des pentes supérieures peuvent être tolérées jusqu'à 20° et même davantage. En dessous de 7-8°, les terrassettes disparaissent et le sol est stabilisé actuellement.

3) L'inclinaison des bancs rocheux dans le même sens que la pente topographique est une condition qui n'est pas indispensable, mais elle favorise les mouvements de masse en facilitant le glissement des débris. Ainsi s'explique le grand développement pris par les terrassettes sur le flanc sud-est du Meal nan Con et leur disparition en remontant sur le Meall an Eoin « à contre-pendage » malgré un matériel et une pente favorables.

En redescendant du Meall an Eoin sur le Loch Coire, les terrassettes réapparaissent car l'inclinaison de la pente et celle des plans de feuilletage se font de nouveau dans la même direction.

3) Le matériel doit être suffisamment fissile pour libérer des dalles ou du moins des débris où deux dimensions l'emportent de beaucoup sur la troisième. Le glissement s'en trouve naturellement facilité. Quand les roches sont trop massives, les terrassettes ont un développement réduit, à moins que la fourniture de fraction fine ait été suffisamment importante. C'est ce qui s'observe au Creag an Lochain, où les granito-gneiss relativement massifs ont néanmoins fourni de l'arène de décomposition.

La plupart de ces terrassettes continuent d'évoluer lentement, car elles ne sont pas colonisées par la végétation, mais la solifluction actuelle représente sans doute bien peu de chose comparativement à celle de la fin de la période froide.

Si les terrassettes sont très abondantes, en revanche les cercles de pierres sont rares et, quand ils existent, à peine esquissés. Il y a bien des pierres dressées mais elles sont le plus souvent disposées sans ordre net. Le matériel, il est vrai, n'est pas toujours très favorable car il ne libère pas suffisamment de fraction fine, mais apparemment, c'est aussi la pente d'ensemble qui est trop forte pour qu'apparaissent les phénomènes. Comme les

sommets calmes des montagnes sont recouverts en végétation, il n'y a que sur les replats naturels constitués par les terrassettes qu'on peut apercevoir les polygones et cercles.

Au total l'évolution quaternaire, glaciaire ou périglaciaire a été largement tributaire de la structure, par l'intermédiaire des dissymétries systématiques dans le modelé.

c. La cuvette du Loch Naver

L'unité et l'origine de la région déprimée.

L'examen détaillé de chacun des massifs montagneux qui constituent la couronne délimitant la cuvette du Loch Naver laisse un peu l'impression d'un échantillonnage assez disparate de formes qui tient évidemment à la variété des combinaisons structurales et plus spécialement lithologiques. Il ne faut cependant pas oublier que les montagnes ne sont pas étrangères à la dépression qu'elles encadrent et qu'elles ont entre elles un certain nombre de liens de parenté qu'il est utile de rappeler pour mieux comprendre l'unité et l'origine de la région déprimée. Parmi les points communs aux différents reliefs du pourtour, retenons surtout le contact brutal des versants montagneux avec le fond de la cuvette : un angle marqué, un véritable knick parfois, à la base de montagnes que l'on peut considérer comme des inselbergs ou des inselgebirge. En outre, nous avons vu que l'individualisation ou même l'isolement des massifs était toujours en rapport avec la présence du niveau d'érosion écossais, cet aplanissement qui vient justement border les parois de base des plus beaux inselbergs de la région côtière du Nord-Ouest.

Or des témoins irrécusables de cette surface sont encore présents au cœur même de la dépression du Loch Naver, sous forme de sommets aplanis de collines ou même d'éléments de plateau tronquant des roches variées. A l'Ouest, le Loch Meadie est encadré par des croupes dont le faîte très plat prolonge la surface de la table de Druim nam Bad au pied du B. Hee. Il ne peut y avoir là qu'un seul et même aplanissement dont les vestiges se sont conservés sur les roches les plus résistantes. Le Cnoc Damh recoupe des bancs de gneiss à hornblende et grenats et d'amphibolite qui représentent un épais sill basique métamorphisé. Quant à la longue échine du petit et du grand Cnoc an Daimh, elle jalonne un étroit affleurement de micaschistes grossiers à grenats. Plus à l'Est, au Nord du Loch Naver, des collines de gneiss lewisienoïdes à hornblende traversés par des veines d'aplite et relativement durs ont gardé la trace que le niveau d'érosion y avait inscrite : Poll Hill par exemple. Enfin, à l'Est du Strath Naver, dans les migmatites comprises entre le complexe d'injection du loch Coire et celui des Knockfin Heights, les témoins se développent s'élargissent et se groupent pour donner naissance à des beaux fragments de plateaux subhorizontaux aux confins des étendues tourbeuses de Badanloch Forest et de Borrobol Forest.

La surface d'aplanissement écossaise est donc largement représentée dans la partie orientale de la cuvette qu'elle accompagne jusqu'au Strath of Kildonan moyen. Il importe toutefois de souligner qu'elle ne suit pas la vallée de la Riv. Helmsdale de manière continue jusqu'à la mer. Comme la dépression elle-même qu'elle suit fidèlement, elle s'arrête à mi-chemin, laissant à la partie inférieure du bassin de la rivière Helmsdale, au delà d'une barrière transversale de reliefs bien marqués, son modelé autonome.

Deux conclusions sont à tirer de ces observations :

1) Si nous avons de bonnes raisons de penser que la dépression du Loch Naver est esquissée depuis fort longtemps, puisque des niveaux d'érosion étagés se font face sur les montagnes qui l'entourent, il reste que l'aplanissement le plus ancien représenté au milieu de la cuvette est celui que nous avons qualifié d'écossais. C'est à ce niveau responsable de l'individualisation des inselbergs de bordure, qu'est dû le façonnement d'une cuvette assez indépendante somme toute, dans son dessin d'ensemble, des influences structurales.

2) A l'altitude de l'aplanissement écossais (280-310 m), la dépression n'offre pas de communication avec la région côtière du Moray Firth. Une solution de continuité existe vers le Strath of Kildonan moyen, en raison de l'existence d'un alignement transversal de hautes collines. La cuvette fermée à l'aval a donc pu être élaborée indépendamment du niveau de base général et raccordée plus tard seulement à la mer. Ce caractère insolite peut fort bien s'accommoder d'un façonnement sous climat semi-aride; climat que nous avions précisément retenu pour rendre compte des particularités du niveau écossais et des reliefs qui le surmontent.

La structure.

Si le tracé général de la cuvette n'est pas directement lié à la structure puisque les divers affleurements sont disposés en bandes obliques d'orientation NE-SW, il ne faut pas en conclure que son modelé échappe à toute influence structurale. La localisation de la région déprimée n'est pas le fait du hasard. Dans la partie centrale en particulier, il est clair qu'elle s'est implantée entre les inselbergs de dureté du B. Loyal et du B. Klibreck dans un secteur où le Moinien était traversé par des bandes de terrains relativement tendres plus

spécialement des gneiss lewisienoïdes à hornblende et des granites à biotite. En d'autres termes, l'aplanissement écossais s'est développé de préférence sur les roches les moins cohérentes et les plus altérables, où à proximité. Avec les reprises d'érosion qui ont suivi, l'hétérogénéïté du socle a été remise en valeur par creusement aux dépens des affleurements des roches les moins résistantes. Le niveau pliocène qui accompagne les axes moyens de l'hydrographie a contribué à cette œuvre, en particulier le long du Strath Naver supérieur. Si quelques esquisses de modelé en lanières existent entre la tête du Loch Naver et le Strath More, les formes sont rarement caractéristiques et continues car la structure rubannée manque d'ampleur et la vigueur de la dissection a été insuffisante.

Les roches dites « de type lewisien » à cause de leur faciès qui comporte souvent des alternances de lits riches en hornblende et de lits quartzo-feldspathiques, se traduisent souvent dans la topographie par des creux. De fait, elles occupent une bonne part du secteur central de la cuvette et ne remontent jamais dans les montagnes environnantes. Néanmoins, ces roches ont une composition assez variable qui explique parfois un comportement d'apparence fantaisiste.

Le long et étroit affleurement qui débute au pied du B. Harrald pour se prolonger sur plus de 14 km jusqu'à proximité du Loch Haluim est jalonné de manière presque continue par un creux évasé, remblayé partiellement par la moraine, et utilisé par plusieurs tronçons hydrographiques : au Nord, l'Allt Dionach Caraidh; au Sud, des affluents de la rivière Mudale ou la rivière elle-même. L'adaptation du relief à la lithologie est suffisamment bonne pour qu'on essaye d'en rechercher les causes. Le matériel est généralement constitué de schistes à hornblende ou de gneiss à biotite et à hornblende qu'il est aisé de distinguer des leptynites ordinaires qui les encadrent. Les roches, en effet plus sombres et plus fissiles que les gneiss psammitiques se débitent souvent en plaquettes minces. Dans le lit de l'Allt an Fearna, on peut voir l'opposition entre les dalles de gneiss et ces plaquettes dont l'épaisseur est quelquefois inférieure à 1 cm. L'altération progresse facilement le long des plans de feuilletage où s'alignent les éléments ferro-magnésiens et c'est en définitive la densité de ces plans qui semble être le facteur déterminant dans la fragilité de la roche. Bien entendu, la composition pétrographique intervient également, car à côté des ferro-magnésiens abondants, les plagioclases comptent beaucoup et sont souvent altérés. Par contre, le nombre de diaclases, assez modéré du reste, n'a qu'un rôle accessoire.

Les roches lewisienoïdes qui apparaissent largement de part et d'autre du Loch Naver, sont loin de réagir de manière aussi simple dans le relief. Au Sud du lac, leur affleurement coïncide bien avec le petit bassin du Klibreck Burn et avec ceux d'autre torrents adjacents; mais au Nord les choses se compliquent. Tantôt ces roches se traduisent par un creux marqué, comme dans le secteur lacustre drainé par un affluent du Loch Loyal; tantôt elles résistent aussi bien que les leptynites moiniennes et sont nivelées conjointement par l'aplanissement pliocène, au Gob Mòr par exemple. Enfin, il arrive même qu'elles aient mieux gardé que les gneiss environnants la trace du niveau écossais au point de former des collines à sommet plat dominant un peu les alentours comme au Càrn Gruama Mòr.

Cette variété de comportement s'explique par des différences sensibles dans la composition minéralogique car le terme de « roches lewisienoïdes » recouvre des réalités fort diverses en englobant aussi bien des roches relativement acides comme les gneiss à biotite, que de véritables amphibolites où la teneur en hornblende dépasse 50 à 60 %. La massivité est elle-même assez variable. Ainsi sur les grands escarpements et parois qui bordent le Càrn Gruama Mòr au Sud et au Sud-Est, la roche malgré ses rayures caractéristiques n'est point fissile du tout et la densité des diaclases au mètre y est souvent inférieure à 1. Dans ce matériel très massif, la décomposition n'à guère progressé à partir des amas de ferro-magnésiens et les gros éboulis fournis pendant le Tardiglaciaire sont à peu près intacts. Bien entendu, dans ce cas, c'est beaucoup plus la massivité que la composition minéralogique qui a commandé la résistance d'ensemble. Les roches les plus courantes en effet dans la région sont des gneiss à litage fruste et grossier riches en plagioclases (oligoclases d'ordinaire) et surtout abondamment pourvus de hornblende donc relativement basiques. Si parfois elles ont pu se maintenir aussi bien que les leptynites, c'est naturellement en raison de leur cohésion qui tient à la fois à une macrofissuration faible et à une feuilletage peu développé. Sur la colline de Gob Mòr, par exemple, on rencontre côte à côte des amphibolites massives où la médiane du nombre de diaclases au mètre est de l'ordre de 3 seulement et qui donnent naissance à de beaux abrupts; et des schistes verts brillants très fissiles qui se débitent en plaquettes ayant subi une altération marquée. La résistance d'ensemble du matériel est un compromis entre les comportements individuels de chacun des deux types de roches; aussi l'affleurement a t-il été nivelé en une croupe basse par l'aplanissement pliocène à une altitude analogue à celle des collines de gneiss psammitiques

Ce problème du comportement des roches dans le modelé se pose en des termes à peu près analogues pour la longue bande de granite d'anatexie qu'épouse la vallée supérieure de la rivière Naver après son débouché du Loch Naver *(fig. 103)*. Nulle part ce granite n'est en saillie, Aux deux extrémités de l'affleurement, au Sud d'Achness et aux alentours de Gull Loch, il apparaît dans le paysage sous forme d'une colline basse à sommet plat tronqué par le niveau pliocène. Ailleurs, il est intégré au Strath Naver supérieur dont l'adaptation à la lithologie ne fait aucun doute. Pourtant la roche n'était pas spécialement prédisposée par ses caractères pétrographiques à donner naissance à un creux. A l'exception des bordures pegmatitiques, la roche a un grain moyen

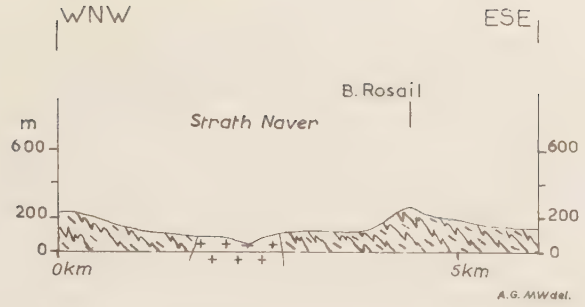


Fig. 103. — *Coupe à travers le Strath Naver supérieur.*

ou fin. Elle est d'ordinaire pauvre en constituants ferro-magnésiens — un peu de biotite à laquelle s'ajoutent quelques amphiboles vers le Nord — et sa texture où les cristaux de quartz sont fréquemment associés à ceux de feldspaths est apparemment favorable à une bonne tenue. Ce n'est pas la teneur en plagioclases qui peut être rendue seule responsable de son altérabilité. En réalité, ce granite qui présente parfois des signes de feuilletage a subi d'intenses efforts tectoniques dont témoigne l'extinction onduleuse des cristaux de quartz. C'est de la multiplication des plans de faiblesse que vient le plus sérieux handicap. Il est aisé de s'en rendre compte déjà sur le terrain en examinant les fissures. Leur nombre, trop variable pour rendre la valeur de la médiane significative, est le plus souvent élevé. Naturellement, les diaclases ont été les voies où a pénétré l'altération. Aux environs d'Achness, elles apparaissent fréquemment rouillées par la libération d'oxyde de fer consécutive à une décomposition des éléments noirs et il n'est pas rare d'y voir des feldspaths pulvérulents. Au microscope, les orthoses et microclines sont kaolinisés, les plagioclases entièrement damouritisés et les minéraux d'altération (chlorite etc.) sont bien entendu fort abondants.

Au total, ce granite qui appartient au complexe d'injection du Loch Coire et dont la composition est assez voisine de celle de la variété qui affleure sur les plateaux du Nord-Ouest de Ben Armine Forest, a finalement beaucoup moins bien résisté en raison d'un broyage qui lui a fait perdre sa cohésion et sa massivité. Si le Strath Naver s'est adapté à l'affleurement il ne faut pas y voir une conséquence *directe* de la division de la roche. L'altération a joué le rôle d'intermédiaire en favorisant la pénétration de l'aplanissement pliocène qui longe la vallée en mordant largement sur les migmatites de bordure.

Les axes hydrographiques hétéroclites.

Il est logique de se demander pourquoi la cuvette du Loch Naver dont l'unité morphologique se dessine encore si bien, est drainée par des axes hydrographiques hétéroclites qui donnent l'impression d'une profonde désorganisation. La pluralité des bassins hydrographiques dans un cadre aussi fermement limité par des montagnes a quelque chose de choquant, d'autant que les cours d'eau semblent faire peu de cas des formes d'ensemble, en adoptant un tracé qui recoupe de préférence la couronne montagneuse au lieu de suivre l'axe de la région déprimée. Seule la partie orientale de lacuvette est drainée normalement par la rivière Helmsdale supérieure au demeurant fort indolente, tributaire du bas plateau lacustre de Badanloch Forest à la topographie indécise et molle. Tous les autres cours d'eau, dont les principaux sont d'ailleurs des vallées vigoureusement dessinées, « s'échappent » vers le Nord, où ils rejoignent la mer en s'encaissant dans les plateaux côtiers.

Ces anomalies se traduisent concrétement par des désaccords locaux entre l'inclinaison de certaines pentes et la direction actuelle suivie par l'hydrographie. Deux secteurs caractéristiques serviront d'exemples. A l'Ouest du Loch Meadie, un beau fragment de plateau régulier, témoin bien conservé de l'aplanissement écossais est doucement incliné vers l'E-S-E depuis le Cnoc a' Chraois jusqu'au Druim nam Bad. La vallée qui l'entaille, le Feithe Bhuidhe coule exactement en sens opposé, vers l'W-N-W, pour rejoindre le Strath More. Autre cas non moins significatif : à l'Ouest du B. Loyal, un replat non structural qui est également un vestige du niveau écossais, s'abaisse lentement vers l'axe de la cuvette, c'est-à-dire vers le Sud; mais il est brutalement coupé du côté occidental par le Creag an Dithreibh, escarpement grandiose qui borde la vallée du Loch an Dithreibh où tout le drainage se fait vers le Nord. D'autres exemples moins frappants existent le long du Loch Loyal et du Strath Naver. Il est donc certain que de profondes transformations ont eut lieu à partir du moment où a été démantelé le niveau d'érosion écossais qui avait façonné l'ensemble de la grande dépression.

Il ne faut pas perdre de vue que cet aplanissement s'est réalisé, non point indépendamment de la structure puisqu'il a profité des affleurement de roches tendres entre les inselbergs résistants, mais en s'affranchissant néanmoins du dessin de contacts géologiques qui sont franchement obliques par rapport à l'axe de la cuvette. Quand cette dernière a été approfondie par les reprises d'érosion qui ont amené une dissection du niveau, il était normal que la structure reprenne ses droits en favorisant systématiquement par érosion différentielle

les directions méridienne et subméridienne qui dominent très largement dans le dessin structural. Le sens des plissements calédoniens du gneiss — ce qu'en structurologie il est convenu d'appeler la linéation — et par conséquent les affleurements des bandes de roches plus tendres dans le Moinien, les quelques failles majeures ont, en effet, des orientations qui coïncident plus ou moins et sont toujours comprises entre N-S et NE-SW.

Ainsi s'explique l'existence d'un certain nombre de passages anciens orientés Ouest-Est et maintenant abandonnés. Vers l'Ouest, un seuil large et évasé fait communiquer le Strath More avec le Loch Meadie et la vallée de Meadie Burn. Perché sur la vallée de la Strathmore River, il a été emprunté par la glace à l'époque glaciaire. Dans la partie centrale de la cuvette, il n'y a pas moins de trois grandes vallées mortes encore nettement visibles, malgré leurs versants très adoucis, leur fond démesurément large comblé partiellement par un épais manteau morainique recouvert de tourbe. Du Nord au Sud ce sont : 1) la dépression allongée qui joint la vallée du Loch Coulside tributaire de la tête du Loch Loyal au Strath Naver. Elle est occupée au centre par le Loch Syre et suivie à l'Est par le Langadale Burn. 2) Le passage emprunté par l'Allt Dail Harraild qui fait communiquer le Strath Naver supérieur immédiatement à l'aval du lac, au droit du grand coude, avec le secteur lacustre de Badanloch Forest tributaire de la rivière Helmsdale. 3) Le vaste couloir qui unit le coude majeur de la rivière Mallart émissaire du Loch Coire à Badanloch Forest.

Il serait intéressant de savoir si cette réorganisation du drainage en fonction des axes subméridiens structuraux doit être mise au compte de la glaciation ou au contraire doit se replacer dans le cadre d'une période plus reculée. La cuvette du Loch Naver a joué certainement au Quaternaire froid le rôle de véritable réservoir de glace. Comme l'accumulation de glace était encore plus importante dans la dépression voisine du Loch Shin, l'écoulement ne pouvait se faire que vers l'Est — mais de ce côté, la voie était encombrée par le glacier venu du Loch Coire — ou encore vers le Nord par transfluence à travers la couronne montagneuse à la faveur des passages séparant les inselbergs. Cette transfluence est responsable du surcreusement qui a donné naissance aux lacs d'orientation nord-sud dans les endroits les plus resserés : Loch Hope, Loch an Dithreibh, Loch Loyal notamment. Doit-on également lui faire supporter la responsabilité de ces différentes captures qui viennent d'être signalées ? Le problème a déjà été évoqué plus haut (1re partie, chapitre III). Il ne semble pas qu'on puisse attribuer aux glaciers la totalité de l'œuvre de réorganisation du drainage. En certains cas, le doute est permis. Ainsi le passage mort le plus septentrional qui joignait la vallée du Loch Coulside au Strath Naver a pu être abandonné au profit de la vallée du Loch Loyal, en raison du profond creusement glaciaire au cœur du massif de syénite du B. Loyal - B. Stumanadh dans une direction perpendiculaire. Nous ne disposons là d'aucun reste continu d'aplanissement pliocène le long du Loch Loyal pour pouvoir affirmer que cette vallée était déjà empruntée de bout en bout avant la glaciation. L'ample couloir ouest-est qui est encore bordé par de larges vestiges du niveau pliocène a donc fort bien pû être délaissé au bénéfice d'une vallée affluente méridienne par un mécanisme de transfluence de la glace pendant la période des glaciers alaskiens puis celle des glaciers de vallées. C'est le phénomène du « Watershed breaching by ice » (coupure d'un interfluve par la glace transfluente) imaginé par Linton [273].

En revanche, en ce qui concerne les transformations des axes hydrographiques réorientés vers le Nord et branchés sur le Strath More et sur le Strath Naver, la glace n'a pas eu le rôle décisif qu'on serait tenté de lui accorder. Si le Strath More dans sa partie médiane la plus étroite et la plus encaissée est une véritable auge dépourvue de vestiges d'aplanissement pliocène, en amont, il s'épanouit pour laisser place à un superbe témoin de ce niveau, développé à la faveur de l'entrecroisement de plusieurs failles vers Gobermisgach Lodge. Table triangulaire maintenant perchée, elle ne se raccorde pas directement à la vallée évasée menant au Loch Meadie. Comme elle ne peut pas être indépendante il faut donc la rattacher au Strath More et l'interpréter comme la partie supérieure d'un bassin déjà orienté vers le Nord qui fut par la suite soumis à une puissante reprise d'érosion. La glace n'a fait qu'exagérer les choses en travaillant le long des lignes de failles méridiennes où les conditions étaient favorables au façonnement d'une profonde vallée.

Pour le Strath Naver, l'action des glaciers a été encore beaucoup plus limitée. Le niveau d'érosion pliocène accompagne docilement la vallée en débordant largement les limites de l'affleurement de granite brisé et en mordant sur les migmatites. Au-delà du coude d'Achness vers le Sud, il se poursuit le long des versants de la vaste vallée de la rivière Mallart. Il est donc clair qu'ici au moins le drainage méridien était déjà organisé au moment du façonnement de l'aplanissement pliocène. Ce dernier est d'ailleurs largement conservé aussi bien dans le bassin de Badanloch que dans celui de la rivière Naver ou de la rivière affluente Mallart, de part et d'autre d'un alignement de buttes de gneiss — le B. Rosail en fait partie — qui coïncide encore à peu de choses près avec la ligne actuelle de partage des eaux. Les transformations sont donc relativement anciennes. Il semble plausible d'admettre qu'elles se sont amorcées dès la phase de dissection qui a suivi l'élaboration de la surface écossaise. Avec un climat devenu plus humide, les principales directions de drainage s'organisèrent en suivant de préférence les voies méridiennes indiquées par la structure. C'est donc une véritable « reprise d'érosion différentielle » qui a guidé la pénétration digitée du niveau pliocène. Avec l'entaille préglaciaire de ce dernier aplanissement, puis avec le creusement des glaciers transfluents, l'avantage des réseaux à orientation N-S n'a cessé de se consolider.

3. — LE BASSIN DU LOCH SHIN ET LES BAS PLATEAUX ADJACENTS

Comparativement à la cuvette du Loch Naver, le bassin du Loch Shin a des dimensions nettement plus imposantes, puisqu'à lui seul, il occupe presque la moitié de la partie centrale du Mainland septentrional.

Néanmoins, si les paysages ont plus d'ampleur, le dispositif est moins schématique. Cela tient d'abord aux limites plus fuyantes moins fermement dessinées. Il n'y a pas à proprement parler ici une couronne de montagnes comme autour de la cuvette du Loch Naver. Ce n'est qu'à l'Ouest, au pied du massif du B. More Assynt et surtout au Sud au contact avec la grande zone montagneuse du Mainland méridional, que la bordure est bien marquée dans la topographie, sans que pour autant, du reste, elle soit simple et brutale. Ailleurs et plus spécialement au Nord-Est et à l'Est ainsi qu'au Sud-Ouest, le passage aux régions extérieures se fait de manière insensible par l'intermédiaire de plateaux étagés aux formes lourdes.

En second lieu, le modelé interne est loin d'avoir la simplicité schématique qu'il avait aux alentours du Loch Naver. Entre des vallées amples mais bien dessinées, le relief des interfluves est rarement modeste, parfois vigoureux, et les ruptures de pente majeures ne sont pas cantonnées sur les bordures. Des restes de plateaux plus ou moins bien conservés à des altitudes diverses passent par endroit à des formes de dissection, éperons, croupes et échines, qui ne sont pas faites pour mettre en valeur les grandes oppositions dans le paysage. En d'autres termes, le modelé de fond de cuvette apparaît mal, en raison de la présence de grandes vallées où les reprises d'érosion se sont inscrites depuis fort longtemps dans un cadre d'origine structurale.

L'organisation hydrographique est en effet, beaucoup plus poussée que dans la cuvette du Loch Naver et l'unité du drainage est presque réalisée. A l'exception de la région de Rogart qui est drainée par la rivière Fleet et partiellement par la Brora River, le bassin topographique coïncide en gros avec le bassin hydrographique. Contrairement à ce que nous avions noté plus au Nord, les phases de dissection n'ont pas abouti ici à de profondes réorganisations dans le système des vallées. Ce fait s'explique aisément, car les directions suivies par les cours d'eau sont le plus souvent en accord avec la trame structurale et plus particulièrement la linéation dans les plissements qui affectent le Moinien et les grandes lignes de faille. Il y a donc eu une certaine stabilité propre à rendre compte de la meilleure organisation dans une évolution déjà avancée. Si le secteur de Rogart est à mettre à part, c'est que précisément, il appartient à une unité structurale différente : un batholite tardif de granite qui a évolué à la manière d'une cuvette autonome.

Mis à part ces intrusions posttectoniques de « granites », une assez grande homogénéité lithologique règne dans le bassin du Loch Shin. Les leptynites acides et les gneiss semi-pélitiques dominent très largement. Peu propres à permettre la réalisation de surfaces d'érosion très régulières, ils ont néanmoins bien conservé les niveaux d'aplanissement anciens qui en revanche ont souvent disparu sur les affleurements granitiques.

Il semble donc logique de distinguer dans l'analyse les paysages sculptés dans les gneiss de ceux qui ont été élaborés aux dépens des intrusions granitiques.

a. Les paysages des gneiss

L'homogénéité lithologique.

Dans l'ensemble, les roches moiniennes de la région offrent une assez grande homogénéité lithologique. Certes, différents types de gneiss coexistent depuis les leptynites claires, acides, riches en quartz et en feldspaths, jusqu'aux gneiss à biotite gris et à grain fin en passant par les gneiss à muscovite qui se débitent fréquemment sous forme de dalles. Mais ces variétés peuvent fort bien alterner et le passage de l'une à l'autre se faire parfois sur des distances relativement courtes. Aussi ces oppositions pétrographiques se traduisent-elles moins dans les traits majeurs du modelé que dans le détail de la forme des versants.

Quand les gneiss ont des lits bien marqués, l'inclinaison des plans de feuilletage peut aboutir à de classiques dissymétries dans les vallées. Ainsi la vallée de la rivière Merkland et son prolongement occupé par le loch a' Ghriama ont-ils, en raison du plongement des plans de feuilletage vers l'Est, un versant est où les pentes raides bordées d'éboulis donnent au profil une allure concave, tandis qu'à l'Ouest, le versant, au moins dans sa partie inférieure, est régulier, doux et encombré d'accumulations morainiques Plus haut, les abrupts du Sròn na Garbh Uidh s'expliquent par un renversement des lits qui s'inclinent localement vers l'Ouest.

Mais il faudrait se garder de penser que les dissymétries structurales sont toujours à mettre au compte du feuilletage. Beaucoup de roches sont trop massives pour que les lits de minéraux — même s'ils sont aisément discernables — aient une réelle influence en morphologie. Les systèmes de diaclases obliques sont souvent nettement plus importants. On serait tenté par exemple d'attribuer la dissymétrie de la vallée du Loch Shin, dans sa partie supérieure nord-ouest, à l'inclinaison des plans de feuilletage vers le Nord ou le Nord-Est. Le versant

sud-ouest, en effet, sans être tellement plus doux que l'autre, a cependant un dessin bien plus régulier en plan incliné simple, alors qu'au Nord-Est, les petits abrupts et les chicots rocheux ne se comptent pas. En fait, l'examen d'une grande carrière à Leathad Fiag montre qu'en dépit de la présence de bandes grises qui traduisent l'orientation préférentielle des cristaux de muscovite, nous avons affaire à un gneiss massif et non pas à un gneiss en dalles. Il est traversé par un réseau de deux systèmes de diaclases obliques s'ordonnant suivant des plans bien développés et continus à peu près orthogonaux. L'un des plans, sur lequel s'aligne le versant, plonge à 25-30° vers le Sud-Ouest. L'autre qui détermine des ressauts et abrupts est incliné à près de 70° vers le Nord-Est.

La densité des diaclases les plus proches de la verticale n'est d'ailleurs pas excessive, quoique la valeur de la médiane (6 au mètre) n'ait qu'une signification limitée en raison de la dispersion des valeurs. Des zones très diaclasées peuvent, en effet, voisiner avec des volumes d'une grande massivité. Quoiqu'il en soit, ce gneiss à muscovite est à classer sans hésiter parmi les roches dures. Sa composition, où les cristaux de quartz et quelques phénoblastes de microline se taillent de beaucoup la plus large part, rappelle de très près celle du gneiss du B. Hee. Les quelques différences qui l'en séparent — hétérogénéité un peu plus forte, abondance de l'épidote qui témoigne d'une certaine altération — ne sont guère significatives et pas très convaincantes. Il est clair que la position relative du matériel rocheux du Loch Shin ne peut se comprendre par une fragilité intrinsèque mais bien par un affaiblissement d'origine tectonique.

En ce qui concerne les roches à faciès lewisienoïde qui affleurent en une longue et étroite bande comprise entre le Strath Tirry et les plateaux du massif du Loch Coire, l'influence de la lithologie sur les formes reste assez discrète. Il y a bien correspondance avec une dépression évasée occupée par la moraine et recouverte de tourbe, mais le creux n'est pas continu. D'ailleurs le Strath Tirry longe l'affleurement sans jamais l'emprunter. Ce n'est qu'aux deux extrémités nord et sud qu'une timide reprise d'érosion le long des affluents a permis une exploitation des différences lithologiques. Une esquisse de gouttière au relief mou, au fond indécis en berceau est limitée par quelques collines de gneiss dont le dessin arrondi et convexe contraste par sa fermeté plus grande : Cnoc Olasdail, The Crask, Cnoc a' Ghiubhais. Dans la partie centrale, restée à l'écart des reprises d'érosion, les limites de l'affleurement sont nivelées et passent complètement inaperçues au Cnoc na Doire. Pourtant la roche est assez défavorisée par rapport aux gneiss qui l'encadrent et qui bénéficient d'ailleurs d'une induration par des veines granitiques. Il s'agit d'une roche hétérogène où alternent rapidement des bandes de gneiss acides et quartzeux et des gneiss ou schistes très riches en éléments ferro-magnésiens : biotite et hornblende. Cette dernière catégorie prédomine largement et suffit par sa composition à affaiblir l'ensemble. Les minéraux les plus altérables, sphène et surtout biotite, sont fort abondants et ne laissent qu'une part réduite au quartz et aux plagioclases. A cela s'ajoute une micro-fissuration importante et plus encore une fissilité considérable qui a permis à l'altération de pénétrer facilement le long des plans de schistosité micacés ou des plans de feuilletage. Schistes et gneiss à biotite et hornblende ont donc tendance à se décomposer aisément en libérant quelquefois par desquamation de petites écailles. La roche gris foncé prend alors une teinte plus claire et les plans de discontinuité se colorent en brun.

Au total, le bilan des formes dues à l'exploitation des différences lithologiques est assez maigre car les contrastes pétrographiques ne sont pas suffisamment prononcés dans des gneiss en majorité psammitiques ou semi-pélitiques.

Les aplanissements.

Si le matériel n'est pas très varié, il est du moins suffisamment résistant en général pour avoir assuré aux aplanissements, même à ceux qui sont d'âge relativement reculé, une bonne conservation. Malgré les phases de dissection successives, les formes d'érosion continuent d'occuper une place importante dans les paysages des gneiss.

Au beau milieu du bassin subsistent des résidus de la surface intermédiaire faciles à identifier. Ils se présentent d'ordinaire sous forme de buttes ou même de petits fragments de plateau alignés sur les interfluves principaux et en particulier sur celui qui sépare le Loch Shin du Glen Cassley, ainsi que sur celui qui, plus à l'Ouest, se place entre le Glen Oykell et le Glen Cassley (Càrn na Ceardaich). Les sommets plats qui vers 460-510 m tronquent les bancs de gneiss ne laissent aucun doute sur la nature des formes. La même surface est représentée à des altitudes analogues ou légèrement plus faibles dans les plateaux des Cromalt Hills et de Rhidorroch Forest qui conduisent à la région côtière du Coigach. Vers le Sud, elle est également présente dans de nombreux interfluves en bordure de la zone montagneuse d'Easter Ross, mais son altitude augmente semble t-il assez rapidement, comme nous le verrons plus loin en étudiant le Mainland méridional.

Le niveau d'aplanissement écossais plus récent a été moins grignoté. Il est conservé sur de larges croupes calmes au pied des témoins de la surface précédente, plus spécialement entre le Strath Oykell inférieur et la partie sud-est du Loch Shin, et autour du Glen Cassley supérieur. On le rencontre sur presque toutes les bordures du bassin, bien qu'au Sud, il morde assez peu sur la terminaison septentrionale des hauts plateaux et

montagnes d'Easter Ross. Dans cette direction, il contribue par son arrêt brutal à souligner la netteté de la limite de cette région élevée vers le Nord. Au Sud du Strath Carron, par exemple, la croupe subhorizontale du Càrn Mòr vient buter contre la base des escarpements qui mènent au plateau du Cnoc nan Sac puis à la montagne du Càrn Bhren. Comme pour la cuvette du Loch Naver, c'est au niveau de cet aplanissement que l'on saisit le mieux l'unité du bassin du Loch Shin. Par la répartition de ses vestiges, il en jalonne assez bien les contours, sauf à l'Est où son extension prend une ampleur considérable dans tout le secteur compris entre B. Armine Forest et le Dornoch Firth. Il est vrai que dans cette région, il s'est en partie réalisé aux dépens de la topographie prédévonienne tronquant le socle à la base du Vieux-Grès-Rouge. Ce caractère polygénique qui sera discuté ultérieurement, n'ôte rien toutefois à l'unité d'un bassin topographique dont les limites débordent à l'Est celles du bassin hydrographique. Il faut seulement admettre que, contrairement à la cuvette du Loch Naver, un large passage où les témoins d'aplanissement antérieurs avaient quasiment disparu, permettait une communication facile avec la région côtière, entre les emplacements actuels du Strath Fleet et du Dornoch Firth.

Si, vers l'Est, l'aplanissement écossais a pris un très large développement au point de faire disparaître les formes plus anciennes, il s'en faut de beaucoup qu'ailleurs dans le reste du bassin il ait réussi à mordre aussi profondément sur les volumes existants. La conservation d'éléments de surface intermédiaire le long des principaux interfluves en est la meilleure preuve. Dans une certaine mesure, on peut dire que l'aplanissement préfigurait déjà en gros par sa répartition géographique digitée l'emplacement des vallées principales, comme celle du Loch Shin ou du Strath Oykell ou même de vallées moins importantes comme celle du Strath Carron ou du Glen Cassley. Cela signifie pas obligatoirement qu'un lien d'organisation et de hiérarchisation existait déjà entre les différents secteurs soumis au nivellement. Autant qu'on puisse en juger d'après les témoins actuels, il semble par exemple qu'une cuvette autonome était axée sur le Glen Cassley supérieur.

C'est au niveau pliocène qu'il appartient de faire apparaître un système coordonné de pentes douces. Sa répartition est à la fois moins ample que celle des aplanissement précédents mais aussi plus cohérente. Comme d'habitude, il accompagne les principales vallées. Vers l'amont ou dans la partie moyenne, il n'est le plus souvent qu'une surface de dégradation élaborée aux dépens du niveau précédent avec les témoins intacts auquel il se raccorde insensiblement. De bons exemples de transition existent ainsi en bordure du Strath Carron sur les flancs du Càrn Mòr à Amat Forest ou encore sur la bordure nord-est de Glencalvie Forest, en remontant jusqu'aux limites supérieures d'extension de l'aplanissement. Le long du Loch Shin, des formes encore très caractéristiques bordent la vallée moyenne, mais déjà le contact avec les témoins prépliocènes est peu perceptible. Du côté sud-ouest, le modelé est intermédiaire entre celui d'une banquette et celui d'un plan incliné doux et régulier. De l'autre côté, la longue croupe interfluve séparant les vallées parallèles du Strath Tirry et du Loch Shin, illustre parfaitement avec son sommet horizontal et couvert de tourbe sur plus de 8 km, ce genre de forme héritée certes de la surface prépliocène encore présente aux environs immédiats, mais faisant déjà partie intégrante du niveau pliocène d'aval auquel elle se raccorde sans la moindre rupture de pente.

Grâce à son plongement vers l'Est, un peu plus accentué que celui de l'aplanissement écossais, le niveau pliocène s'individualise beaucoup mieux dans la partie aval des vallées. Nous n'en citerons qu'un exemple du reste très démonstratif : celui de l'éperon triangulaire séparant Achany Glen (rivière Shin) du Strath Oykell inférieur. De sommet très régulier presque tabulaire, il entaille les mêmes gneiss que ceux des plateaux de la surface écossaise contre lesquels il vient buter brutalement.

Un trait commun à tous les aplanissements des régions gneissiques du bassin du Loch Shin est la curieuse disposition en lanières de leurs témoins. Nulle part, les plateaux d'érosion n'atteignent une grande largeur.

Le plus souvent, ce sont des banquettes étroites et allongées qui s'ordonnent de façon grossièrement parallèle le long des vallées actuelles en donnant aux interfluves un profil caractéristique en escalier. Ce dispositif de niveaux étagés en rubans, où chacun des paliers semble tributaire dans sa répartition géographique du niveau qui le précède tout en conditionnant celle du replat d'érosion qui le suit, où chaque aplanissement semble avoir travaillé dans le moule que lui avait modelé un aplanissement plus ancien tout en façonnant à son tour un nouveau cadre, ne peut se comprendre qu'en admettant une remarquable permanence des lieux où s'est exercée de préférence l'érosion. Dans un socle relativement homogène, la lithologie est impuissante à rendre compte d'un tel phénomène. Il faut donc faire appel aux autres facteurs structuraux, c'est-à-dire aux facteurs tectoniques.

La tectonique.

La tectonique intervient largement dans la localisation des vallées, soit par l'intermédiaire des failles et fractures, soit plus discrètement par le truchement de la linéation dans les plissements calédoniens qui affectent le Moinien.

Vers le Sud du bassin, l'influence d'un réseau de failles où prédominent deux directions — NW-SE d'une part et NE-SW d'autre part — se marque profondément dans le tracé des vallées. Issus, pour la plupart, de la zone montagneuse toute proche, les cours d'eau ont, en effet, soumis leur talwegs à une vigoureuse

dissection en profitant des grandes lignes de broyage. Le dessin géométrique des vallées a d'autant mieux gardé sa fraîcheur que les aplanissements les plus récents n'ont guère pénétré dans la région. Non seulement de nombreuses sections de vallées doivent leur allure rectiligne au passage des zones de broyage accompagnant les fractures et failles — vers Craggan, le Glen Einig et deux de ses affluents l'Abhainn Dubhag et Rappach Water pour ne citer que quelques exemples — mais des volumes de roches écrasées se traduisent par des alignements remarquables d'escarpements bordés d'éboulis, comme sur le flanc raide nord-ouest du B. Chreagach.

Plus au Nord, le rôle joué par les accidents brisants est beaucoup plus délicat à saisir. Les niveaux d'érosion, en effet, tout en profitant de l'affaiblissement du matériel suivant certaines zones, ont largement contribué à effacer les traces des failles dans un socle peu différencié, où il est précisément très difficile de déceler le passage des accidents. Les reprises d'érosion nettement plus timides qu'au Sud n'ont guère remis en valeur les lignes faibles de la structure. Enfin, il semble que l'orientation dominante des failles — NW-SE — se confonde en gros, avec la direction des plissements du Moinien dans la région. Il est significatif que la partie moyenne du Glen Cassley, d'où sont absents les aplanissements récents, soit précisément la portion de la vallée où apparaisse le mieux l'influence d'une grande faille.

En ce qui concerne le Loch Shin, son tracé est évidemment composite puisqu'il comporte trois sections rectilignes décalées les unes par rapport aux autres. La présence d'une grande ligne de faiblesse joignant le Loch a' Ghriama à la partie supérieure du Loch Shin aurait le mérite d'expliquer une série de particularités du secteur : l'allure sinon géométrique, du moins très régulière et rectiligne du versant du Druim na Claise Càrnaich, la présence en bordure du lac en contrebas, à Leathad Fiag, d'un gneiss fort résistant mais traversé par des volumes intensément diaclasés. La partie inférieure du Loch Shin très droite et nettement individualisée doit exploiter le passage d'une grande fracture remontant au delà du Loch Bhanabhaidh. D'orientation NNW-SSE, elle recoupe franchement les alignements de feuilles d'amphibolite qui arment le gneiss de la petite péninsule de The Airde en déterminant un étranglement du lac. Cette faille aboutit-elle à l'extrémité méridionale du loch dans l'axe d'un rentrant bien dessiné ou au contraire un peu plus au Sud-Est vers Lairg ? C'est impossible à dire. Toujours est-il que le second tracé est jalonné par un accident, car à la faveur des coupes fraîches effectuées dans la roche en place pour la construction d'une nouvelle route, on peut voir immédiatement au Sud-Ouest de Lairg Lodge un gneiss granitique brisé en d'innombrables éclats anguleux à faces brunes. Les morceaux eux-mêmes divisibles gardent une apparence saine. Si les signes non équivoques de la présence d'une zone de broyage sont réunis, il n'a pas été possible de déterminer la largeur de la fracture donc son importance.

Quant au Strath Tirry que longe le Loch Shin sur plus de 10 km en suivant une direction parallèle, il est clair que son tracé est également déterminé par la structure.

b. Les paysages des granites

Si le modelé des gneiss est avant tout tributaire des lignes maîtresses imprimées par l'architecture du socle moinien, celui des granites en revanche dépend étroitement des différences pétrographiques qui opposent les diverses intrusions ou plusieurs portions d'un même complexe intrusif.

Deux familles de formes sont à distinguer, sans que le clivage morphologique coïncide avec le clivage géologique.

1) Un grand batholite de « Newer-Granites », celui de Langwell-Rogart (1) ainsi que plusieurs plutons secondaires aux alentours de Lairg, se traduisent par des creux marqués dans les plateaux de gneiss. De mise en place tardive, postectonique, ils partagent avec les migmatites du vieux complexe d'injection de Rogart qui ont réagi de la même manière à l'érosion, un matériel dont la composition minéralogique riche en éléments ferro-magnésiens s'apparente souvent à celle des granodiorites.

2) Des batholites de petite taille contemporains de la grande intrusion de Langwell-Rogart et répartis tout autour, ont mieux résisté aux processus de désagrégation grâce à leur composition minéralogique plus favorable. Mais leur morphologie manque d'originalité car les affleurements tronqués par des surfaces d'aplanissement communes s'inscrivent dans le même plan que les gneiss encaissants ou que les migmatites appartenant au prolongement méridional du vieil ensemble syntectonique de B. Armine Forest.

Les « granites résistants ».

Parmi les « granites » résistants, il faut déjà ranger les larges affleurements de migmatites — embrèchites pour la plupart — qui terminent au Sud-Est de B. Armine Forest le complexe d'injection du Loch Coire. Dans

(1) Les géologues britanniques ont coutume de désigner ce batholite sous le terme assez impropre, géographiquement parlant, « d'intrusion de Lairg ».
N.J. Soper, pour sa part, le dénomme « complexe intrusif de Rogart » en raison de l'hétérogénéité du matériel [409 bis].

une roche où il est vain de vouloir distinguer les masses de gneiss granulitique et de granite intimement associés, les lits relativement riches en mica noir ne sont pas rares. Mais comparativement au grand batholite voisin, le total des éléments ferro-magnésiens reste modéré et surtout le grain de la roche est plus fin. Dans l'ensemble, ces migmatites ont une dureté comparable à celle des gneiss moiniens ordinaires des environs. Comme eux, elles ont bien conservé les traces du niveau d'aplanissement écossais qui subsiste actuellement sous forme de larges fragments de plateaux à la surface monotone et tourbeuse dans tout le secteur compris entre la vallée de la Black Water et le cours supérieur de la rivière Brora. Les limites d'affleurements passent le plus souvent inaperçues.

Des granites plus récents, d'âge calédonien tardif et dont les gisements présentent tous les caractères de petits massifs bien circonscrits et assez homogènes, ont été tout aussi rebelles à la décomposition. Read, Phemister et Ross rattachent les caractères pétrographiques des roches qui constituent ces massifs à un type « marginal » qu'ils opposent au type « central » du grand batholite de Langwell [365]. Effectivement les granites ont entre eux un certain nombre de points communs : le plus souvent fort pauvres en biotite, ils sont presque toujours dépourvus de hornblende. Un premier exemple est fourni par la roche qui affleure sur l'éperon de Meall a' Ghruididh au Sud-Ouest de Lairg. Malgré son grain grossier, ce granite massif qui n'a que quelques paillettes de mica noir, a aussi bien résisté que les gneiss encaissants avec lesquels il a formé une masse solidaire tronquée par le niveau d'érosion écossais.

Le batholite granitique qui est immédiatement au Nord du Loch Migdale est plus intéressant. De dessin grossièrement circulaire, — mise à part toutefois la longue apophyse qui le prolonge vers le Nord-Est — il s'individualise nettement dans la topographie. Non qu'il se traduise par un grand volume en saillie : les éléments de plateau qui recoupent son affleurement nivellent à la même altitude le gneiss des environs et sont hérités du même niveau écossais. Sur les sommets monotones plats et tourbeux ne se détache guère que la lourde croupe double du Creag a' Ghobhair-Meall Moraig. Mais les bordures sont soulignées par un anneau en creux presque continu qui isole les fragments de plateau granitique des autres plateaux taillés dans le gneiss des environs. De forme évasée, aux pentes externes douces parfois concaves mais plus souvent rectilignes cette couronne déprimée borde vers l'intérieur les versants d'ordinaire convexes qui mènent au cœur de l'intrusion. Il importe de souligner que le creux annulaire mord largement sur le granite à l'Ouest et au Sud-Ouest. Au Nord, il est même presqu'entièrement constitué aux dépens des roches de bordure du batholite et sa profondeur s'exagère à la cuvette lacustre du Loch an Lagain. Par contre, au Sud, si le contact est beaucoup plus brutal qu'ailleurs puisque les escarpements de Migdale Rock dominent brusquement le Loch Migdale de plus de 200 m, le creux du lac est intégralement sculpté dans le gneiss de bordure. Les versants de la vallée de contact sont ici très dissymétriques : les pentes douces et rectilignes qui tronquent régulièrement au Sud les bancs renversés de gneiss et conduisent au sommet de la croupe basse de Creich Wood aplanie par le niveau pliocène, n'ont rien de commun avec les parois rocheuses de granite de Migdale Rock inclinées parfois à plus de 60° et qui dominent du côté nord les talus d'éboulis énormes bordant le lac. Ce n'est guère qu'à l'Est de l'intrusion granitique que les relations morphologiques sont moins claires, car le creux bordier à la fois plus large et moins profond se trouve déporté dans les gneiss assez à l'extérieur. En bref, le batholite de Migdale dont le cœur est nivelé ou même légèrement en saillie a beaucoup mieux résisté dans sa partie centrale que sur les bordures. Ces dernières, en effet, ont été excavées par érosion différentielle au cours d'une évolution dont on peut fixer le point de départ au niveau d'érosion écossais qui nivelait presque toute la région.

Toutes ces particularités morphologiques s'éclairent aisément à la lumière des renseignements qu'apportent les analyses pétrographiques. Les roches qui affleurent au Meall Moraig montrent qu'au centre de l'intrusion le granite est remarquablement peu décomposé. L'arène de décomposition postglaciaire sans être inexistante est rare et se concentre le long de diaclases moyennement espacées. Entre ces plans, les roches moutonnées sont pratiquement intactes. Pourtant à l'examen microscopique, les quartz, au demeurant assez abondants, apparaissent intensément fissurés et parfois fragmentés. Cette micro-fissuration importante, qui est responsable d'une porosité anormalement élevée pour une roche de socle, ne semble donc pas avoir favorisé l'altération pas plus d'ailleurs que la grande proportion de plagioclases. En définitive, ce granite doit essentiellement sa résistance à son grain moyen ou fin et surtout à sa très grande pauvreté en éléments ferro-magnésiens et plus spécialement en biotite qui est à peine représentée (1).

Confirmation nous en est donnée par l'examen des roches de bordure. En s'éloignant du centre du massif, le granite acquiert, en effet, un grain plus grossier et en même temps sa teneur en mica noir augmente. La roche, malgré une macro-fissuration de même ordre que celle de la variété précédente, devient plus friable et plus sensible à la décomposition.

Reste à expliquer l'anomalie apparente que constitue Migdale Rock. Si ce piton, tout en étant en contrebas des autres sommets de granite du même massif plus au Nord, a si bien résisté en bordure de l'intrusion, c'est qu'en premier lieu il était constitué par une roche possédant ses qualités propres de résistance. L'examen

(1) Dans la moraine située à 2 km à WSW du Loch an Lagain, il apparaît sous forme de cailloux anguleux ou subanguleux qui contrastent avec les belles boules friables issues du batholite de granodiorite de Langwell-Rogart.

pétrographique ne révèle pas dans la composition minéralogique de différences considérables avec le granite du Meall Moraig. Tout au plus, doit-on souligner la teneur plus abondante en biotite. Mais cette roche à grain grossier est d'une grande massivité. La rareté des éboulis au pied des parois nues et la taille imposante des blocs qui les constituent sont très significatives à cet égard. Au Tardiglaciaire et depuis la disparition des derniers glaciers, l'escarpement a libéré fort peu de débris et ceux qui sont partis avaient naturellement des dimensions conditionnées par l'écartement des diaclases (médiane = 3). Une telle cohésion a certainement contribué à freiner les progrès de l'altération. En second lieu, il est à remarquer que la roche encaissante qui borde le batholite au Sud n'est qu'un gneiss ordinaire à feuilletage apparent, tandis que sur les autres bordures s'observent des gneiss envahis par des veines de granite qui les ont indurés. C'est particulièrement vrai du côté est, au Cnoc Dubh Beag, où le sommet de la colline se maintient à une altitude presqu'égale à celle des fragments de plateau du cœur de l'intrusion.

Les « granites tendres ».

Les « granites tendres » sont moins dispersés que les précédents et sont tous localisés dans un secteur compris entre l'extrémité sud-est du Loch Shin et le coude de la rivière Brora moyenne.

Ceux qui apparaissent aux environs immédiats de Lairg en des affleurements réduits, n'ont qu'une importance modeste dans le paysage, car ils se traduisent par des creux locaux rattachés à la vallée de la rivière Shin dont ils expliquent les variations de calibre. Le niveau pliocène qui dans les gneiss accompagne fidèlement le haut des versants le long de la section de vallée resserrée et encaissée (Achany Glen), a été en revanche défoncé dans les granites, plus en amont. Ainsi est né le petit bassin de Lairg aux contours sinueux et à fond irrégulier accidenté par quelques bosses. Il peut paraître à première vue surprenant qu'un tel bassin n'ait pas été, comme le Loch Shin immédiatement en amont, surcreusé par la glace et intégré à la cuvette lacustre. Bien plus, la vallée du Loch Shin se resserre au voisinage des affleurements de granite et ses versants jusque là très doux, surtout au Nord-Est, s'accusent nettement. Une série de collines rocheuses au profil rugueux et disposées en arc de cercle — du Cnoc a'Chatha au Cnoc na-h-Iolaine en passant par The Ord — forment une barrière discontinue fermant l'extrémité sud-est du lac. Ces caractères morphologiques apparemment contradictoires s'expliquent de la manière suivante. Les deux principales masses de granite, celle de Claonel-Gruids et celle de Torroboll, coïncident effectivement avec des creux évasés recouverts d'un manteau de moraines et l'érosion différentielle préglaciaire par processus de décomposition n'y fait aucun doute. Mais les gneiss des alentours qui constituent collines rocheuses et versants raides ont subi une injection de matériel granitique et ont finalement été indurés par rapport aux gneiss ordinaires. C'est surtout grâce à une massivité accrue que ces roches de bordure ont gagné en résistance. A la colline de The Ord, par exemple, s'observe un gneiss massif et dur où le feuilletage a presque disparu. La roche est envahie par des cristaux de quartz qui doivent former plus des 3/4 du total des minéraux. Ils apparaissent engrenés au microscope et constituent bien entendu une trame très solide. En définitive, tout se passe comme si un granite en lui-même assez altérable avait induré le gneiss encaissant en lui permettant de mieux résister à la décomposition préglaciaire et par voie de conséquence à l'érosion fluviatile et glaciaire.

L'intrusion de Langwell-Rogart qui comporte — rappelons-le — un gros batholite complexe, formé de deux auréoles de tonalite et de granodiorite entourant un cœur de granite à biotite, et installé au milieu de migmatites plus anciennes [N.J. Soper 409 bis], a donné naissance à une magnifique cuvette d'érosion différentielle.

Longue de plus de 16 km, dépassant 8 km dans sa largeur la plus grande, elle a une forme grossièrement triangulaire. Le fond, sans être plat, est dans l'ensemble suffisamment régulier pour qu'on puisse y reconnaître facilement de larges vestiges du niveau pliocène. Ce n'est qu'à l'Est, aux environs de Rogart, que la topographie prend réellement une allure anarchique car le niveau a été défoncé par une reprise d'érosion ultérieure. Mis à part ce secteur, la cuvette a une remarquable unité qui tient à la réunion de deux circonstances favorables. En premier lieu, l'aplanissement a pris un large développement aréolaire dans les granodiorites et les tonalites sans déborder sur les gneiss du pourtour qui ont conservé des témoins étendus du niveau écossais. Loin d'effacer les contrastes structuraux, les niveaux d'érosion les ont donc au contraire mis en valeur. En second lieu, la vague de dissection qui a suivi l'aplanissement pliocène ne l'a pas trop atteint en raison de la position marginale du Strath Fleet qui joue le rôle de niveau de base local. La cuvette a donc gardé une autonomie morphologique, sinon hydrographique, et des formes d'une étonnante fraîcheur qu'elle n'aurait pas pu préserver si son dessin lié à la lithologie ne l'avait pas placée un peu à l'écart du bassin du Loch Shin.

Les bordures généralement bien marquées, s'appuient le plus souvent sur les limites du complexe intrusif : elles sont excavées aux dépens de l'anneau externe de tonalite ou encore dans la zone la plus interne des migmatites, dont le matériel est essentiellement granodioritique. Ainsi à l'extrémité occidentale, dans l'angle aigu que forme la cuvette triangulaire, le creux de tonalite occupé par deux lacs est bordé par des plateaux rigides ou des collines de gneiss à flanc convexe *(fig. 104)*. Tout le côté nord et nord-est du triangle répond

à ce type simple de contact morphologique, sauf aux environs de Tighcraig où la cuvette mord localement sur le gneiss de bordure et vient buter contre un versant raide taillé dans une bande de quartzites.

Vers le Sud-Ouest, la brutalité du contact tient à la présence d'une grande faille d'orientation WNW-ESE et de regard ENE, qui arrête net le batholite dans cette direction et se poursuit dans le socle gneissique en dénivelant le Vieux-Grès-Rouge. Cette particularité a son intérêt en morphologie, car les diverses auréoles et le cœur du batholite tour à tour recoupés affleurent ainsi le long de la limite méridionale. Aussi les formes de bordure sont-elles plus variées et plus complexes que du côté nord. Au Meall Dola, non loin de l'extrémité occidental, le contact, tout en étant très tranché et brusque, reste simple : le Loch Dola creusé dans la tonalite, le Loch Craggie dans les granodiorites sont dominés par le versant raide et rectiligne du Meall Dola taillé dans les gneiss plus ou moins granitisés. En suivant la limite du batholite vers l'ESE, on constate que la nature morphologique de la bordure change. Des escarpements apparaissent au Creag a' Bhòcaidh dans les granodiorites et surtout à Muie dans le granite à biotite du cœur intrusif plus résistant qui n'occupe pas une position déprimée. Conjointement le gneiss psammitique voisin s'abaisse de telle sorte que les deux roches ont des différences de comportement qui ont tendance à s'annuler. Néanmoins la limite est toujours bien marquée puisqu'elle correspond à une faille que l'ancêtre de l'Allt Bad na h Achlaise a exploité en une profonde vallée de fracture. Plus à l'Est, le granite à biotite qui affleure sur la rive droite au Strath Fleet domine très légèrement les granodiorites de la rive gauche jusqu'à ce qu'aux environs de Dalmore, il disparaisse en profondeur. L'apparente anomalie morphologique de cette partie de la bordure méridionale ne fait donc que traduire la présence d'une variété de roche particulière — en l'occurence le granite à biotite « central » — qui doit à la grande faille postdévonienne sa position marginale et l'exiguité de son affleurement.

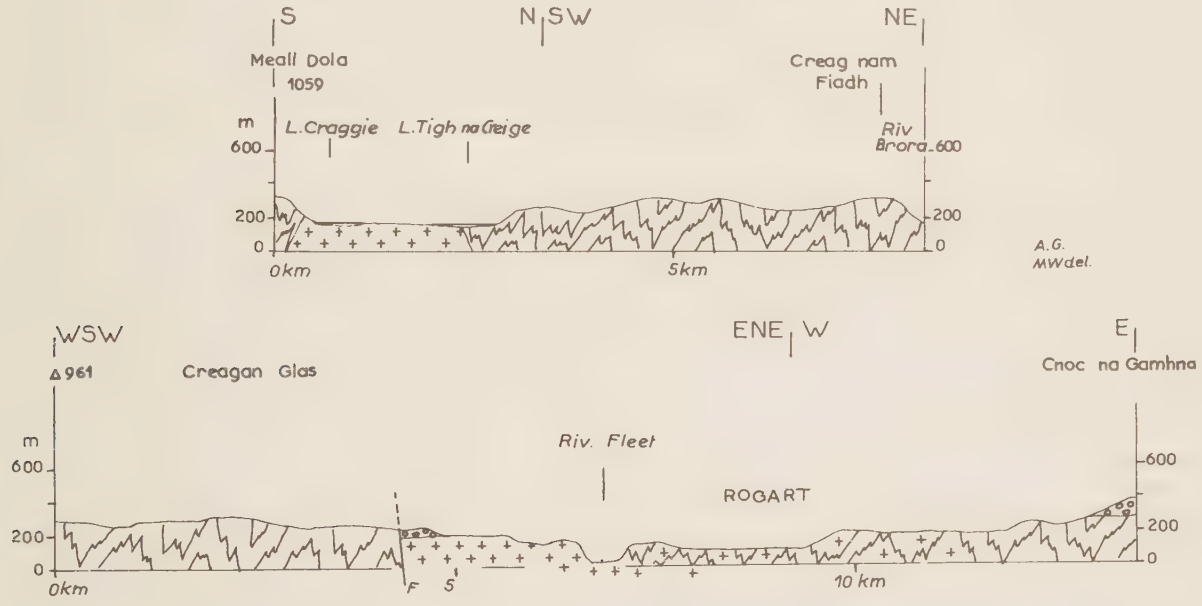


Fig. 104. — *Coupes à travers la cuvette granitique du batholite de Langwell.*
En haut : extrémité occidentale; en bas : partie est.

La bordure orientale de la cuvette a des limites qui sont relativement floues si l'on fait abstraction naturellement des collines de grès qui sont beaucoup plus en arrière *(fig. 104)*. En effet, le creux est excavé dans un matériel assez hétérogène où alternent des granodiorites injectées tardivement et les migmatites d'un vieux gisement diffus incomplétement digéré. La topographie donne l'impression d'une grande confusion. Des collines assez élevées, comme le Cnoc Ard an Tionail, peuvent voisiner avec des dépressions de petite taille. Le seul élément d'organisation semble être le creux dans lequel sont disséminées les maisons de Rogart, car il est entouré de petites collines à flancs doux et convexes qui forment autour de lui une ceinture presque continue. Prises globalement, ces migmatites ont dans la topographie une place qui est voisine de celle occupée par les granodiorites du batholite adjacent et le passage d'une formation à l'autre n'apparaît pas toujours dans le modelé. En dépit de leur position habituellement déprimée, toutes deux peuvent fournir de grandes parois rocheuses continues, raides et presques nues, comme au Nord-Ouest de Morvich Lodge ou au Creag na Dalach Moire sur les versants du Strath Fleet.

La plupart des caractères morphologiques de la cuvette de Langwell-Rogart s'expliquent par la lithologie. Les variétés de roches du batholite qui sont en creux le doivent avant tout à une composition minéralogique où abondent plagioclases, hornblende et biotite. Leur sensibilité aux processus d'érosion chimique est d'autant plus grande que les quartz peuvent subir une microfissuration non négligeable et que les lignes de fractures sont chose courante.

Mais dans l'ensemble, il est remarquable que la hiérarchie de résistance régionale comprenant de bas en haut la tonalite, les granodiorites et les migmatites, le granite à biotite, soit calquée sur les différences de composition pétrographique. Un tableau de la composition modale des principales roches du complexe, tiré d'un récent article de N.J. Soper [409 bis] permet de s'en assurer (1).

Dans la région du Loch Dola, par exemple, la roche — une tonalite — ne semble pas très diaclasée, autant qu'on puisse en juger d'après quelques rares affleurements de dimensions réduites. Pourtant elle est fréquemment pourrie, donne naissance parfois à de belles boules d'exfoliation et libère presque toujours de l'arène sous la tourbe. Il est clair que pour cette roche à grain moyen ou grossier, le facteur primordial de faiblesse réside dans la composition minéralogique et plus spécialement dans la teneur élevée en biotite et hornblende. Les cristaux de quartz sont trop rares et trop fissurés pour fournir un tissu résistant. Quant aux plagioclases (oligoclase surtout) surabondants, ils sont également divisés et n'ont pas résisté à une altération poussée.

A Muie, où s'observe une topographie caractéristique de collines arrondies et de chicots irréguliers disposés sans ordre dans un paysage parsemé de blocs, le granite à biotite « central », avons-nous vu, a dans l'ensemble un peu mieux résisté. Il reste néanmoins sensible à la décomposition, malgré une grande massivité qui lui permet de donner naissance à de beaux escarpements en bordure des vallées. Sa composition sans être fondamentalement différente de celle des autres variétés n'en est pas moins sensiblement plus favorable. Si les gros plagioclases sont presqu'aussi abondants et aussi altérés, il faut cependant noter que les cristaux de quartz — de diverses tailles et xénomorphes — occupent une place plus importante, que la hornblende est absente, et que la teneur en biotite est en moyennne plus faible. Toujours est-il que l'orthose qui était kaolinisée au Loch Dola est ici remarquablement fraîche. Certains « granites » de bordure, comme celui du Creag na Dalach Moire, semblent avoir bénéficié, du point de vue de la résistance à l'altération, d'un grain fin et de la présence de grandes feuilles acides essentiellement quartzo-feldspathiques. Il s'agit évidemment d'un faciès périphérique d'intrusion.

En ce qui concerne les migmatites de la partie orientale de la cuvette, l'hétérogénéité diminue beaucoup l'intérêt des examens pétrographiques. Les différents caractères de la roche peuvent varier beaucoup sur des distances faibles. Ainsi au Nord-Ouest de Morvich Lodge, les escarpements qui bordent le Strath Fleet font apparaître un granito-gneiss très massif qui au pied des grands pans nus n'a libéré que parcimonieusement quelques éboulis. A 1 km de là, au Nord-Ouest, vers Reidlin, la densité des diaclases semble au contraire très élevée. Il en est de même pour la composition minéralogique : des zones très riches en biotite et très décomposées où les grains se déchaussent au simple contact peuvent voisiner avec des bancs résistants, clairs, dont la cassure fraîche ne laisse voir que de rares cristaux de mica noir. D'une manière générale ces gneiss injectés lit-par-lit sont désavantagés par un système de fissures assez fourni et par la présence de volumes rocheux de tonalite très riches en éléments ferro-magnésiens qui affaiblissent l'ensemble du matériel. La composition minéralogique d'*ensemble* des migmatites des zones internes est d'ailleurs très proche, d'après Soper, de celle des granodiorites. Les deux roches ont réagi en gros de la même manière comme des matériaux sensibles à la décomposition. Morphologiquement, on est d'ailleurs obligé de tenir compte de la position d'interfluve des affleurements. Si la butte du Cnoc Ard an Tionail domine assez nettement les environs, ce n'est probablement pas en raison de la dureté des roches qui la constituent — elles appartiennent à une variété très riche en biotite qui se décompose facilement — mais plutôt à cause d'une localisation sur la ligne de partage des eaux qui sépare le bassin du Strath Fleet de celui du Strath Brora. Au total, et malgré quelques exceptions locales, le

(1) Composition modale des principales roches du complexe, d'après N.J. Soper.

	Tonalite	Granodiorite	Granodiorite à biotite	Migmatite
Quartz	17	20	26	28
Felds. potass.	11	17	23	15
Plagioclases	50	48	44	46
Biotite	11	9	6	10
Hornblende	10	5	+	+
Sphène et apatite	1			
Apatite		1	1	1
N. d'échantillons	4	4	3	10

dispositif structural annulaire qui caractérise le complexe intrusif de Langwell-Rogart est en accord dans ses grandes lignes avec le modelé.

Le point de départ de l'évolution morphologique qui a conduit aux formes actuelles est fourni par l'aplanissement écossais qui subsiste largement en bordure de la cuvette sous forme de plateaux de gneiss au sommet rigide et plan *(fig. 104)*. Sur ce niveau d'érosion, sont nées les artères hydrographiques qui apparaissent maintenant foncièrement désadaptées. La rivière Fleet a installé sa vallée indépendamment des contacts lithologiques qu'elle recoupe à plusieurs reprises. En outre, elle traverse obliquement en toute indifférence la grande faille-limite qui devait par conséquent être nivelée à cette époque. Enfin, certains de ses affluents coulent parfois dans un sens opposé à celui de la pente longitudinale des interfluves, comme au Nord-Ouest de Muie. La rivière Fleet, de toute évidence, s'est surimposée dans un matériel qui n'était pas mis en valeur au moment de son implantation. D'abord étrangère à un batholite qui ne jouait aucun rôle dans la topographie, elle a par la suite largement contribué à l'élaboration de la cuvette malgré sa situation marginale.

Le niveau pliocène marque une étape importante. Cet aplanissement n'est naturellement pas développé de manière symétrique de part et d'autre de l'axe de la vallée. Il s'est très largement étendu au Nord sur les granites et les granodiorites, alors qu'au Sud du Strath il a laissé intacts les gneiss en se contentant de mordre seulement un petit peu sur les grès dévoniens. Le replat d'érosion qui subsiste de ce côté est du reste parfaitement reconnaissable car il est souligné par les habitations et les étendues cultivées qui contrastent avec les solitudes de lande et de tourbe couvrant les plateaux gneissiques au-dessus. Il accompagne la vallée depuis Ardochu jusqu'au-delà d'Inchcape. De splendides petites vallées débouchent à son niveau et se raccordent à son sommet. Morts ou presque, ils sont restés suspendus. Quelques désadaptations locales de l'hydrographie sont nées de l'installation de ce niveau pliocène. Ainsi, le Garbh Allt au lieu d'utiliser le petit bassin de Rogart le contourne, puis longe sa bordure avant de s'en échapper par une gorge. Le cours d'eau a un tracé évidemment antérieur au creusement de la cuvette dans les migmatites, mais par sa présence il a contribué à la mise en valeur des différences pétrographiques. Partout où elle a eu lieu, la reprise d'érosion postérieure au dernier aplanissement a abouti à des résultats analogues. Mais le travail de dissection du niveau pliocène est encore peu avancé, comme nous l'avions déjà remarqué, et ce ne sont pas les glaciers qui ont beaucoup modifié les choses.

Il n'y aucune raison de penser que le passage qui joint le Strath Fleet supérieur à la cuvette de Lairg représente un jalon dans une ancienne vallée autrefois continue reliant l'emplacement du Loch Shin à celui du Loch Fleet. Certes le couloir assez large et évasé rend la ligne de partage des eaux peu sensible, mais il est dépourvu de tout témoin de niveau pliocène alors qu'il est encadré par deux tables rapprochées dérivées de l'aplanissement antérieur : le Cnoc na h Inghinn et le Meall Dola. Au contraire, le Strath Fleet, d'une part, l'Achany Glen d'autre part sont accompagnés par d'amples vestiges de niveau pliocène. Il est donc raisonnable d'admettre que nous avons là un seuil de partage des eaux assez peu transformé, bien qu'il ait été largement emprunté par le glacier du Loch Shin diffluant directement vers l'Est au lieu de couler vers les vallées du Sud encombrées par la glace des montagnes.

c. Les transformations du relief au Quaternaire

Plus encore que la cuvette du Loch Naver, le bassin du Loch Shin a servi au Quaternaire de réservoir de glace. Abondamment nourri par les glaciers issus de la zone montagneuse au Sud et par ceux provenant du massif du B. More Assynt à l'Ouest, il a subi un engorgement progressif qui a conduit à son remplissage total. Les trop-pleins naturels ont alors fonctionné sous forme de langues divergentes se frayant un chemin à travers les passages qui interrompent la continuité des reliefs du pourtour. Ce débordement se faisait essentiellement vers l'Est-Sud-Est et le Dornoch Firth, car aucun obstacle topographique sérieux n'existe dans cette direction. Accessoirement, la glace gagnait par transfluence au Nord la cuvette du Loch Naver et — au moins pendant le maximum glaciaire — à l'Ouest la région côtière. Le dispositif rappelait donc fort celui d'un icecap implanté dans une cuvette rocheuse et ne manquait pas d'analogies avec le Vatna Jökull actuel.

Le travail de l'érosion glaciaire.

Parmi les stries que repèrent les géologues chargés du levé de la carte nº 102 [Read, Phemister et Ross, 365] seules les plus élevées, les plus rapprochées des principaux sommets montagneux ont une direction est indépendante de la topographie. Toutes les autres sont tributaires, dans leur orientation, des traits majeurs du relief et plus particulièrement de la grande vallée du Loch Shin. Que l'on considère la superposition de stries de direction différente comme l'indice d'une succession de stades de décroissance du volume glaciaire, ou que l'on y voit simplement la traduction de deux courants de glace superposés et relativement indépendants, il est certain

que l'écoulement des glaciers a été, pour la plus grande part, conditionné par les formes préglaciaires. Dans quelle mesure ce modelé a-t-il lui même été transformé par le passage des glaciers ? Quelle importance faut-il attribuer au travail de l'érosion glaciaire dans les modifications apportées au paysage durant l'époque quaternaire ? Questions essentielles auxquelles il faut essayer de répondre.

Vers l'Ouest, la barrière montagneuse est loin d'avoir partout la même ampleur et les changements opérés dans l'hydrographie ont été très inégaux suivant les lieux. Au cours du maximum glaciaire, l'axe de l'inlandsis était probablement déporté à l'Est de l'alignement occidental de montagnes et devait traverser la partie supérieure de la cuvette du Loch Shin. Mais si cette « ligne de partage de la glace » ne coïncidait plus avec la ligne de partage des eaux, si la glace s'écoulait vers l'emplacement du Minch à travers les nunataks que formaient à l'époque les plus hautes montagnes de la région côtière, il ne faut pas perdre de vue que la transfluence fut d'autant plus éphémère que l'obstacle du relief était plus important, d'autant plus durable que le passage vers l'Ouest était plus aisé. Ainsi au cœur du massif montagneux de Reay Forest, dans l'étroit passage bien calibré qui fait communiquer la tête du Loch Merkland à l'Allt Ceann Locha affluent du Loch More, la ligne principale de partage des eaux n'est pas décalée par rapport à la droite joignant les montagnes encadrantes. En dépit d'une dissymétrie longitudinale des pentes de la vallée qui avantage nettement l'Allt Ceann Locha par rapport au cours d'eau tributaire du Loch Merkland et lui a permis de creuser le manteau morainique pour atteindre le gneiss, les glaciers n'ont pas beaucoup modifié, semble-t-il, l'équilibre du drainage, en faveur des axes hydrographiques de l'Ouest. La transfluence de la glace vers le Nord-Ouest a, en effet, trouvé devant elle un puissant obstacle : le massif de Reay Forest et les glaciers à mouvement divergent qui en étaient issus. Ce n'est guère qu'au maximum glaciaire qu'elle a pu agir sur la partie tout à fait supérieure des versants, mais naturellement sans grande efficacité. Les lambeaux de plateaux pourtant élevés qui encadrent le loch Merkland portent déjà des stries indiquant un mouvement vers le Sud-Est.

Tout autre est la situation du secteur de Rhidorroch Forest plus au Sud. Non seulement en l'absence de toute barrière montagneuse, s'ouvrait un large passage vers l'Ouest à travers des plateaux discontinus, mais la proximité immédiate des montagnes d'Easter Ross au Sud fournissait une abondante alimentation en glace. Le débordement glaciaire vers l'Ouest a duré fort tard au moins jusqu'à la période des glaciers alaskiens et peut-être après, pendant la glaciation de vallée. Ainsi se sont trouvées avantagées certaines vallées occidentales au détriment d'axes plus longs faisant partie du bassin du Loch Shin et dirigés vers le Strath Oykell. L'exemple le plus caractéristique est fourni par l'auge du Glen Achall qui a profité de sa position favorable au voisinage du Loch Broom pour s'emparer du Glen Douchary, ancienne tête de la vallée du Loch an Daimh. Bien entendu, dans cette capture, comme dans celles qui ont été signalées plus à l'Est par les géologues du Geological Survey, la part des eaux de fonte dans le travail total n'est sans doute pas négligeable. L'étroite gorge de fracture d'origine fluvio-glaciaire que suit l'Allt nan Coarach, non loin du coude de capture, est assez démonstrative à cet égard.

Au cœur même de la cuvette du Loch Shin, le surcreusement glaciaire, en tout cas, semble avoir été des plus modérés. Les ombilics du lac sont assez peu marqués et nulle part, les profondeurs n'atteignent 50 m. La rivière Fiag qui est le principal cours d'eau débouchant dans le lac n'a que quelques mètres de dénivellation à racheter pour rattraper le niveau du lac. Sa vallée évasée n'a même pas été débarassée du manteau morainique qui l'occupe car elle n'est pratiquement pas suspendue. Pourtant l'alimentation glaciaire du Glen Fiag était sensiblement inférieure à celle du haut Loch Shin. Dans la partie supérieure de la vallée lacustre, les affluents coulent pour la plupart sur le flanc doux du versant sans le moindre encaissement puisqu'ils ne sont pas perchés. On peut donc admettre sans difficulté que les traits préglaciaires de la grande vallée qu'épouse le Loch Shin ont été en définitive, sinon retouchés, du moins peu transformés par le passage de la glace. Il est vrai que l'étalement au centre de la cuvette n'était pas une condition favorable.

En fut-il de même le long du principal débouché, dans l'Achany Glen que suit la rivière Shin ? Apparemment non, car l'encaissement de la vallée de 100 à 150 m dans le niveau pliocène eut pour effet de canaliser le flux de glace. Néanmoins, il faut reconnaître qu'il est bien délicat de départager ce qui revient au creusement glaciaire de ce qui appartient à l'érosion linéaire préglaciaire dans l'ensemble de l'entaille que constitue le Glen. De toute façon, l'incision postglaciaire n'est pas en cause ici, comme nous allons le voir. En amont de l'île qui est au SSE d'Achany, le Glen n'a nullement l'allure d'une auge. Les versants doux beurrés de dépôts morainiques conduisent à une basse terrasse qui domine le lit d'1 ou 2 m au maximum. Puis la rivière Shin s'encaisse dans le gneiss et des rapides apparaissent dans son cours. Mais un replat rocheux de 4 à 5 m d'altitude relative continue d'accompagner le lit. Il doit constituer le fond de l'ancienne auge car des moraines sont posées par dessus. En un endroit au moins on peut voir, grâce à une bonne coupe, descendre jusqu'au niveau de cette banquette la moraine de fond qui est surmontée par des lentilles de sable et de cailloux fluvio-glaciaires dirigées vers l'axe de la vallée. Toute la partie supérieure de l'entaille dans la roche en place ne peut donc être le fait d'une reprise d'érosion verticale postglaciaire et doit vraisemblablement être attribuée au travail glaciaire et fluvio-glaciaire. Mais cela ne représente que peu de chose au total : quelques mètres pour une vallée qui est enfoncée de 100 m et plus dans le niveau d'aplanissement pliocène. Quant à la base de l'incision —

les 4 ou 5 derniers mètres — on serait évidemment tenté d'y voir la traduction du creusement postglaciaire. En fait rien n'est moins sûr. Dans la véritable gorge qui recoupe le gneiss plus en aval et débute par des cascades, on est, en effet, assez surpris de constater sur des parois rocheuses et des roches polies, la présence de quelques stries glaciaires à moins de 2 m du lit actuel. En outre, au pied de pans rocheux couverts de végétation, de nombreux blocs et cailloux ne sont même pas déblayés. L'évolution actuelle est assez ralentie et il n'est pas déraisonnable d'admettre que la gorge est, pour la plus grande part au moins, l'œuvre d'un torrent sous-glaciaire.

Le long de la section moyenne du Strath Oykell, les formes sont beaucoup plus claires et la reconstitution de l'évolution bien plus aisée que dans l'Achany Glen. En dépit de la proximité de la zone montagneuse d'Easter Ross qui a permis à l'alimentation en glace d'être surabondante, nous avons là une magnifique vallée fluviatile préglaciaire dont les traits principaux ont été respectés par les glaciers. A notre connaissance, il n'existe pas dans toute l'Ecosse du Nord, d'exemple plus démonstratif de l'efficacité limitée du travail glaciaire, si l'on part des éléments fournis par le modelé *(fig. 105)*.

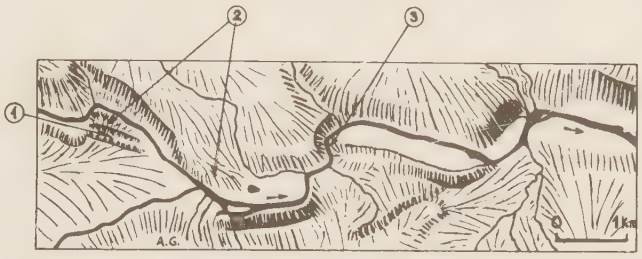


FIG. 105. — *La partie moyenne du Strath Oykdell.*
1 : chenal mort d'origine fluvio-glaciaire; 2 : ancien lobe convexe en forme d'éperon; 3 : ancien point d'inflexion ayant formé verrou.

Depuis un point situé à environ 1 km en amont d'Oykell Bridge jusqu'au droit du hameau d'Oape, sur 8 km à vol d'oiseau, la section moyenne du Strath Oykell orientée en gros ouest-est, présente une dissymétrie alternante de ses versants tout à fait curieuse. Cette caractéristique ne peut pas s'expliquer par la structure car l'inclinaison des bancs de gneiss se fait vers le Sud et ne varie point. Les facteurs d'exposition climatique ne peuvent pas davantage rendre compte des formes. Quant au sens de déplacement de la glace, il a certainement peu changé, d'W-E à SW-NE tout au plus, en raison de l'orientation générale de la vallée. En fait une examen détaillé du terrain permet de reconstituer une série d'anciens méandres encaissés qui éclairent en même temps l'origine de la vallée et les particularités morphologiques de ses versants où les pentes raides et les pentes douces passent alternativement d'une rive à l'autre *(fig. 105)*. Entre Lubcroy et Oykell Bridge, au Sud de la rivière, se rencontre un premier versant raide de rive concave typique et peu oblitéré. Le suivant se trouve un peu plus à l'aval de l'autre côté de la rivière. Bien conservé, il regarde vers le Sud, malgré l'inclinaison du feuilletage des gneiss dans cette direction. En face, l'ancien pédoncule convexe est représenté par une butte rocheuse recouverte d'un manteau morainique et dont le modelé dissymétrique est absolument indépendant de la structure. La pente douce inclinée vers le NNE est en continuité avec le versant en arrière, au-delà de la route. Mais une coupure imputable au passage direct du glacier à travers le méandre et attesté par la direction des stries immédiatement en amont, a interrompu la continuité de l'ancien lobe. Emprunté par les eaux de fonte paraglaciaires, ce passage rectiligne a été incisé sur près de 3 m dans la roche en place par un chenal à flancs raides et à fond plat qui est désormais mort et suspendu au-dessus du lit de la rivière. Le méandre situé à l'Est d'Oykell Bridge a lui aussi été recoupé au plus court par un col de diffluence glaciaire. Toutefois, dans les deux cas, les formes préglaciaires fluviatiles restent parfaitement reconnaissables. Un peu plus en aval, aux environs de Langwell, la dissymétrie des versants change encore une fois de sens et c'est précisément à cet endroit, au point d'inflexion de deux anciens méandres voisins qu'est localisé un verrou surmonté du reste, par les buttes morainiques d'un stade de retrait. Tout se passe donc comme si le glacier cheminant dans une vallée à méandres encaissés avait subi un freinage maximal au raccord des deux sinuosités. Par la suite, le verrou de Langwell a — comme c'est très fréquemment le cas aux environs dans le Strath Oykell et le Strath Carron — imposé la localisation des moraines de retrait. Encore plus à l'Est, les restes de deux autres méandres sont également faciles à identifier. Au total, ce sont cinq méandres encaissés successifs qui peuvent s'observer dans la moyenne vallée de la riv. Oykell. Bien entendu, ils n'ont aucun rapport avec les méandres libres que décrit le cours d'eau actuel. Sculptés dans le gneiss du replat d'érosion pliocène, sur une hauteur qui dépasse largement 100 m et atteint par endroits 150 m, ils n'ont pu être façonnés pendant un interglaciaire. Il faut donc bien admettre qu'en dépit du passage répété des glaciers, le Strath Oykell a conservé les traits caractéristiques du modelé fluviatile qui lui avaient été imprimés pendant la période préglaciaire.

Le cas du Strath Oykell n'est pas unique. Le Strath Fleet a lui aussi gardé les traces de méandres encaissés vers Rhaoine et plus en aval à Dalmore. Dans le premier cas les formes sont nettes et la rive convexe franchie en diffluence a été une zone de dépôt des moraines. Dans le second, les formes ont été davantage modifiées car le lobe convexe a été tronqué par le passage du glacier (Creag na Dalach Moire). Le surcreusement dans cette vallée n'a pas dû atteindre de grandes proportions, puisque les affluents ne sont guère suspendus. Ils sont séparés de la rivière principale par quelques rapides ou au plus par des cascades modestes, comme sur le Féith Bhuidhe.

En définitive, même le long de vallées encaissées et importantes, que l'on regarde d'ordinaire comme un lieu particulièrement favorable à l'action glaciaire, les glaciers ont pu laisser subsister presqu'intactes des formes d'origine fluviatile.

Le bilan des modifications apportées par l'érosion des glaciers dans le relief est dans l'ensemble assez mince. Quand des transformations ont effectivement été accomplies au Quaternaire froid, elles sont souvent imputables aux eaux de fonte, au moins autant qu'aux glaciers proprement dits.

L'érosion fluvio-glaciaire.

Tout au long des vallées qui servaient d'exutoire à la glace de la région et notamment les Straths Oykell, Carron et Fleet, le paysage a gardé les cicatrices des blessures occasionnées par l'érosion fluvio-glaciaire. Les coupures sont d'autant plus fraîches qu'elles datent de la fin de la période froide et qu'elles n'ont point été retouchées depuis. En revanche, les accumulations puissantes qui ont été mises en place au cours de la même période se sont montrées plus fragiles et ont été la proie d'une dissection ultérieure. Les volumes qui subsistent sont néanmoins suffisamment importants pour qu'une reconstitution de l'évolution soit possible. Malgré leur netteté et leur fraîcheur, ces formes dues à l'action des eaux de fonte n'en restent pas moins des formes de détail dans un paysage dont les traits majeurs appartiennent à l'époque préglaciaire.

Le type le plus simple de ravin mort creusé par les eaux de fonte est représenté par un beau chenal sinueux à versants raides et rectilignes qui au Nord de Migdale entaille la couverture morainique sur une profondeur atteignant 5 m. Né dans un creux tourbeux, parmi les moraines il s'encaisse rapidement pour disparaître aussi vite. Ce ravin qui est encore occupé par un ruisseau, n'évolue pratiquement plus : les versants sont couverts de végétation, le fond est tapissé de mousse. Il a été creusé par un cours d'eau dont le débit était sans commune mesure avec celui du ruisseau actuel bien incapable de remettre en marche les alluvions. Localisé sur un versant exposé au Sud-Ouest, il n'a pu être incisé qu'au cours de la brève période qui a suivi immédiatement la fusion du glacier occupant la vallée du Loch Migdale.

Plus imposante, mais tout aussi simple, est la gorge de raccordement d'Ascoil qui entaille brusquement le gneiss de bordure de la vallée moyenne de la rivière Brora pour rattraper le niveau du fond de l'auge. En dépit des apparences, elle n'est pas postglaciaire, du moins pour la plus grande part. Les parois souvent très raides mais toujours irrégulières ont, en effet, été intensément burinées par le gel. Elles ont libéré une multitude de fragments anguleux de cailloux et de blocs qui constituent maintenant une terrasse grossière à sommet à peu près plat dominant d'un mètre environ le lit du cours d'eau. Emballé dans une matrice sableuse fortement teintée en rouge par l'oxyde de fer, ce matériel d'origine locale n'a que fort peu voyagé. Il est bien évident que le creusement de cette « gorge de gélivation » était réalisé pour la quasi-totalité à un moment où le gel était encore très actif, mais sur le haut d'un versant, déjà partiellement abandonné par la glace. Le raccord avec la vallée s'est effectué grâce à des accumulations de débris qui forment maintenant des terrasses. La terrasse supérieure est constituée d'un matériel grossier très voisin de celui de la gorge et qui s'oppose à la masse essentiellement sableuse de la terrasse inférieure.

Pour intéressants qu'ils soient, ces exemples simples très représentatifs des conditions de travail des eaux de fonte, n'apportent pas par eux-mêmes d'éléments propres à la reconstitution d'une chronologie relative. Il faut donc s'adresser à des organismes plus complexes où les différentes étapes du creusement peuvent se raccorder à des niveaux d'accumulation connus. Le débouché de l'Allt Domhain dans le Strath Carron représente un des types les plus complets qui soient dans la région avec son emboîtement de formes caractéristiques. Le grand ravin en V qui entaille, sur 20 m au moins, le gneiss du versant de la vallée principale, débouche au niveau d'un cône fluvio-glaciaire maintenant perché. Rocheux vers l'amont, le sommet du cône est vite constitué par des alluvions où dominent à côté de quelques gros blocs des galets subanguleux ou mal roulés emballés dans une matrice sablo-argileuse teintée en ocre-rouge par l'oxyde de fer. Si le travail de dissection s'est accompli pour la plus grande part avant et pendant l'édification du cône, il n'en a pas moins continué un peu après. Le cône est, en effet, lui-même attaqué sur 4 à 6 m de hauteur par un petit ravin qui se termine à l'amont par une cascade et où pénètre un second cône plus petit et plus aplati qui se raccorde à la terrasse moyenne de la vallée principale. Ici le matériel alluvial est dépourvu de gros blocs. Plus jeune, il n'a pas subi d'évolution pédologique aussi poussée que pour l'ancien cône et il reste clair. La terrasse moyenne est à son tout entaillée

sur 1 m - 1,50 m par le torrent qui recoupe la terrasse inférieure avant de rejoindre la riv. Carron. En tout état de cause, la valeur de la dissection postglaciaire ne peut représenter au mieux qu'un quart du total.

Ces différents éléments morphologiques, nous les retrouvons avec quelques variantes dans d'autres organismes. A la jonction de la rivière Cassley avec la rivière Oykell, à Invercassley, subsiste la majeure partie d'un vaste cône fluvio-glaciaire perché à une dizaine de mètres au-dessus du lit actuel. Le matériel constitué par des gros galets et des petits blocs de gneiss subanguleux ou mal roulés a subi un début de consolidation grâce à la cimentation des lits de sable teintés en ocre. La mise en place a été très rapide en bordure de moraines du Würm tardif qui apparaissent actuellement comme des buttes allongées où les débris anguleux de toute taille alternent avec quelques lentilles sableuses. Comme à l'Allt Domhain, le cône dont la partie supérieure est rocheuse a été disséqué par un ravin de 4 à 5 m de profondeur dont la base se raccorde à la terrasse inférieure du Strath Oykell (+ 1,50 m à 3 m). Mais la terrasse moyenne a semble-t-il disparu. En outre, les dimensions importantes du cône ne permettent pas de prolonger aussi facilement son sommet vers l'amont pour voir le raccord avec l'entaille de l'affluent dans la roche en place. On peut néanmoins affirmer en toute certitude que la gorge de la riv. Cassley qui précède les rapides et cascades situés immédiatement en amont du cône, a été creusée en totalité pendant la période froide.

La vallée affluente du Féith Buidhe qui débouche sur le Strath Fleet a elle aussi, la même organisation. Cependant, à la différence des deux exemples précédents, c'est principalement aux dépens de la moraine bouchant la vallée préglaciaire qu'a été creusé le ravin d'amont et édifié le cône qui lui succède. Il reste toutefois que la roche en place — le granite ici — a été attaquée sur une profondeur qui passe par un premier maximum de 3-4 m juste avant les cascades précédant le sommet du cône. Au-delà d'une section où l'entaille ne dépasse pas un mètre, s'observe une seconde zone d'encaissement dans le cône lui-même. Le revêtement alluvial (2 m) et le soubassement rocheux sont disséqués par un ravin dont le fond conduit à la terrasse inférieure du Strath. Comme ailleurs, il est clair que deux vagues d'érosion verticale d'importance inégale sont responsables de l'élaboration des formes. La première date de la fin de la période froide : on doit lui attribuer la formation du cône. La seconde est obligatoirement postglaciaire.

Dans la même vallée, un peu plus en aval, le ravin qui aboutit à l'Ouest de Rovie offre, à peu de chose près, les mêmes caractères. Les dimensions sont simplement plus réduites. Mais on y retrouve les deux entailles successives séparées par une petite cascade, le cône en partie rocheux, disséqué.

Il est évidemment inutile de multiplier des descriptions locales qui aboutiraient à des répétitions. Essayons plutôt de retracer les grandes étapes de l'évolution morphologique des vallées depuis le commencement de la fusion de la glace qui les occupait :

1. — Avant même que les vallées ne soient totalement débarrassées des glaciers, se creusent rapidement dans les roches cohérentes du haut des versants — mais parfois également dans la moraine qui encombre cercertains vallons — des gorges et de profonds ravins.

Les eaux de fonte, en effet, bénéficient de l'intense gélivation qui prépare le travail sur les versants et de l'imperméabilisation du sol par le gel, à la base. Abondamment chargées en débris, elles débouchent dans les vallées principales à un niveau élevé — 10 à 20 m au-dessus du lit actuel — en abandonnant brusquement leur matériel. Ainsi s'édifient des cônes dont la partie supérieure rocheuse témoigne d'une planation latérale au débouché des ravins, mais dont le volume reste essentiellement constitué par du matériel alluvial grossier et subanguleux d'origine locale. Naturellement, quand les apports ont été considérables, l'étalement des débris aboutit à la formation d'une véritable nappe qui subsiste actuellement sous forme d'éléments discontinus de haute terrasse plaqués contre le versant de la vallée.

C'est ce qu'on peut observer à Culeave dans le Strath Carron inférieur ou encore dans la partie inférieure du Strath Oykell entre Linsidecroy et Inveran. Là, en contrebas du versant de dissection du niveau pliocène, deux longues banquettes sur le sommet plat duquel débouchent des ruisseaux, accompagnent la vallée de chaque côté de la rivière, à 15-20 m environ au-dessus de son lit. Les alluvions — des galets de gneiss subanguleux ou mal roulés emballés dans une matrice limono-sableuse — peuvent former un mince placage de moins de 50 cm d'épaisseur, mais la puissance du dépôt est d'ordinaire bien supérieure et dépasse 10 m par endroits. Suivant les cas, on aura des cailloux déposés en vrac ou au contraire des lits de galets alternant avec des lentilles de sable fin bien classé dans une stratification marquée, oblique ou même entrecroisée (1). Quoiqu'il en soit, le matériel grossier n'a effectué qu'un voyage limité et dérive directement du gneiss brisé par le gel car l'émoussé est presque toujours faible et vers le bas il y a passage progressif à la roche en place divisée par de multiples cassures. C'est la classique zone de gélifraction qui sert souvent de base aux moraines mais qui ici nous montre comment ont pu s'alimenter les nappes fluvio-glaciaires et dans quel matériel ont été amenés à travailler les eaux de fonte. Il n'est pas sans intérêt de noter que parfois des chenaux typiques d'eau de fonte se raccordent à des nappes de cailloutis. Ainsi le chenal marginal d'Oykell Bridge auquel il a déjà été fait allusion plus haut et qui

(1) En dépit de son bon classement ce sable apparaît à l'examen morphoscopique comme étant dérivé de la moraine. Un faible indice d'émoussé dû à une large prédominance de grains anguleux, la présence d'un stock identifiable de grains étrangers non modifiés ne permettent pas de confondre ce matériel avec du sable de plage.

est suspendu à 4-5 m au-dessus du lit de la rivière, se prolonge sur la rive gauche par des replats ou terrasses de niveau supérieur.

Vers l'aval, le raccord est plus intéressant encore. Il permet, en effet, d'établir une corrélation avec des plages soulevées. Que ce soit à Lower Gledfield au débouché du Strath Carron dans le Kyle of Sutherland, ou plus au Nord à Culrain ou encore vers Ruieantaoir à l'extrémité du Kyle, le remblaiement fluvio-glaciaire passe latéralement aux dépôts de la plage soulevée moyenne. C'est plus à l'aspect superficiel qu'à l'altitude qu'on doit de distinguer les deux formations. Ainsi à Ruieantaoir, la nappe fluvio-glaciaire a un sommet irrégulier car il a été buriné par quelques chenaux d'eau de fonte contemporains maintenant secs et par des culots de glace qui ont laissé des cicatrices sous forme de beaux « sölle » circulaires. Le sommet de la plage soulevée est beaucoup plus régulier sans être pour autant horizontal, d'anciens cordons se traduisant encore par quelques timides ondulations. Nous avons donc dans la partie supérieure du Dornoch Firth (Kyle of Sutherland) les mêmes relations d'âge que celles qui furent observées sur la côte occidentale. Une différence toutefois est à souligner. Si dans les deux cas, l'édification de la plage soulevée intermédiaire fut contemporaine des phénomènes fluvio-glaciaires qui traduisent la fusion des glaciers de vallée, à l'Ouest, la superposition de moraines tardives sur l'ancienne plage enregistre une pulsation de réavancée glaciaire. Aucun phénomène de ce genre n'est observable dans le Kyle of Sutherland.

2. — La dissection des cônes et banquettes fluvio-glaciaires a généralement dépassé l'épaisseur des alluvions pour atteindre la roche en place. Ainsi à Culeave, plusieurs mètres de roche apparaissent à la base de la terrasse supérieure avant d'atteindre le niveau de la terrasse moyenne. Rien d'étonnant par conséquent à ce qu'une telle entaille aboutisse à des phénomènes de désadaptation locale quand la nappe supérieure a masqué des obstacles rocheux sous-jacents. Il est certain par exemple que dans le Strath Carron les verrous de Baileandounie et de la School plus au Nord-Est que recoupe la rivière actuelle étaient recouverts par les accumulations fluvio-glaciaires. Dans le second cas un placage de terrasse supérieure auquel se raccorde le ruisseau de Whale cottage, subsiste encore sur le gneiss.

Cette deuxième phase de dissection qui s'observe surtout le long des vallées principales, car elle n'a guère eu le temps de remonter beaucoup dans les affluents, conduit d'ordinaire au niveau d'une terrasse moyenne, du moins quand cette dernière n'a pas été mangée par le modeste creusement qui a suivi.

C'est au cours de cette seconde étape que s'est effectué le plus clair du travail d'érosion linéaire après la période glaciaire. Or l'examen d'une grande coupe artificielle à l'Ouest d'Inveran (Strath Oykell inférieur) montre en surface, dans la partie supérieure du profil du versant qui dissèque les accumulations fluvio-glaciaires, des manifestations caractéristiques de phénomènes de cryoturbation — festons et guirlandes de pierres en particulier — développés grâce à la présence d'une matrice limoneuse *(photo 22)*. On a donc tout lieu de penser que les conditions climatiques étaient encore de type périglaciaire quand s'est réalisée la reprise d'érosion qui conduisit à la dissection des formes fluvio-glaciaires, au moins au début.

3. — La dernière coupure dans l'évolution est marquée par l'édification d'une terrasse ancienne qu'il ne faut pas confondre avec le lit majeur de la terrasse inférieure actuelle d'inondation. Elle ne mérite le nom de « terrasse moyenne » que dans la mesure où le lit majeur est bien individualisé (ce qui n'est pas toujours le cas).

A Invercharron, où son altitude relative est de l'ordre de 3 à 4 m, cette terrasse ancienne se raccorde au delta de la plage soulevée inférieure qui est souvent considérée comme étant d'âge néolithique.

A la même génération de formes appartiennent les cônes aplatis d'Inveran et de l'Allt Mòr (Invernauld House) qui ne sont plus fonctionnels ni l'un ni l'autre. Le premier, le plus étendu, est nettement en contrebas des banquettes fluvio-glaciaires et des dépôts de la plage soulevée intermédiaire, dont il est séparé par une rupture de pente d'une dizaine de mètres. Son altitude relative est de 2 à 3 m.

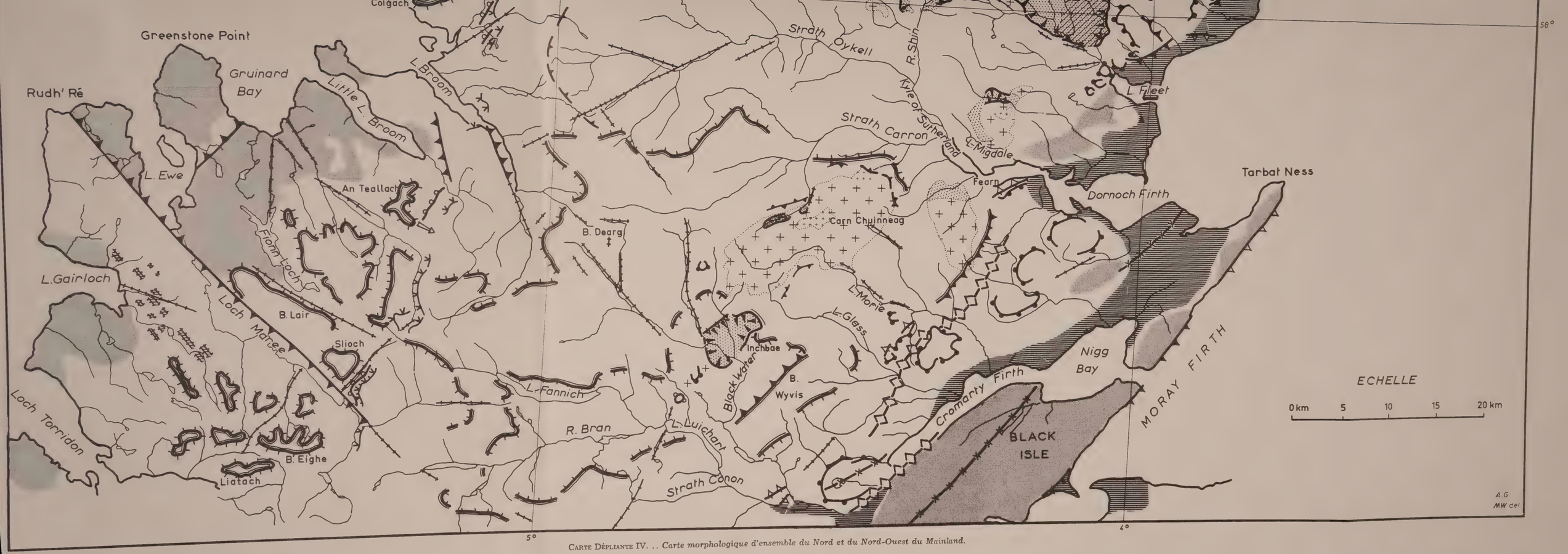
4. — La légère reprise d'érosion qui a suivi est des plus modestes.

Le bilan d'ensemble fait ressortir le rôle non négligeable qu'a tenu la fin de l'époque froide dans l'élaboration des formes de dissection. Dans cette période de transition qui fut du point de vue morphologique une période de crise, les eaux de fonte puis le ruissellement sous climat périglaciaire semblent avoir été les deux processus les plus actifs.

Les transformations ultérieures.

Elles ont été très limitées. Beaucoup de vallées, et non des moindres, ont un modelé encore presque totalement figé depuis que l'adoucissement du climat a permis à la végétation de prendre pied. Toute la partie supérieure du Strath Fleet, ample vallée aux bords évasés recouverts d'un manteau morainique, n'a subi par exemple, aucune évolution appréciable à l'exception de quelques égratignures dans la moraine. Le Glen Cassley est à peu près dans le même cas. La couverture du sol n'est cependant pas partout stabilisée et on assiste par endroits, en matériel meuble, à une timide reprise d'érosion due à la dénudation du couvert végétal sous l'action indirecte de l'homme (piétinement des moutons en particulier). Ainsi, le grand ravin qui au Nord-Ouest de Glenrossal

LEGENDE
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
a
b 14
c
a
b 15
c
16
17
18
19
20
21
NORTH
MINCH
5°
4°
59°
Cap Wrath
Kyle of Durness
Parph
L. Eriboll
Whiten Head
A' Mhoine
Kyle of Tongue
Strathy Point
Reay
R. Halladale
Foinaven
L. Loxford
B. Hope
B. Loyal
R. Naver
B. Arkle
B. Stack
L. More
Point of Stoer
L. Dairnbawn
B. Hee
L. Naver
B. Klibreck
B. Griam
Knockfin Heights
Quinag
L. Assynt
L. Coir'
Morven
Scaraben
Canisp
Suilven
B. More Assynt
B. Armine Forest
R. Helmsdale
Loch Shin
Gl. Cassley
Cul Mor
Coigach
L. Brora
Langwell



CARTE DÉPLIANTE IV. .. *Carte morphologique d'ensemble du Nord et du Nord-Ouest du Mainland.*

est suspendu à 4-5 m au-dessus du lit de la rivière, se prolonge sur la rive gauche par des replats ou terrasses de niveau supérieur.

Vers l'aval, le raccord est plus intéressant encore. Il permet, en effet, d'établir une corrélation avec des plages soulevées. Que ce soit à Lower Gledfield au débouché du Strath Carron dans le Kyle of Sutherland, ou plus au Nord à Culrain ou encore vers Ruieantaoir à l'extrémité du Kyle, le remblaiement fluvio-glaciaire passe latéralement aux dépôts de la plage soulevée moyenne. C'est plus à l'aspect superficiel qu'à l'altitude qu'on doit de distinguer les deux formations. Ainsi à Ruieantaoir, la nappe fluvio-glaciaire a un sommet irrégulier car il a été buriné par quelques chenaux d'eau de fonte contemporains maintenant secs et par des culots de glace qui ont laissé des cicatrices sous forme de beaux « sölle » circulaires. Le sommet de la plage soulevée est beaucoup plus régulier sans être pour autant horizontal, d'anciens cordons se traduisant encore par quelques timides ondulations. Nous avons donc dans la partie supérieure du Dornoch Firth (Kyle of Sutherland) les mêmes relations d'âge que celles qui furent observées sur la côte occidentale. Une différence toutefois est à souligner. Si dans les deux cas, l'édification de la plage soulevée intermédiaire fut contemporaine des phénomènes fluvio-glaciaires qui traduisent la fusion des glaciers de vallée, à l'Ouest, la superposition de moraines tardives sur l'ancienne plage enregistre une pulsation de réavancée glaciaire. Aucun phénomène de ce genre n'est observable dans le Kyle of Sutherland.

2. — La dissection des cônes et banquettes fluvio-glaciaires a généralement dépassé l'épaisseur des alluvions pour atteindre la roche en place. Ainsi à Culeave, plusieurs mètres de roche apparaissent à la base de la terrasse supérieure avant d'atteindre le niveau de la terrasse moyenne. Rien d'étonnant par conséquent à ce qu'une telle entaille aboutisse à des phénomènes de désadaptation locale quand la nappe supérieure a masqué des obstacles rocheux sous-jacents. Il est certain par exemple que dans le Strath Carron les verrous de Baileandounie et de la School plus au Nord-Est que recoupe la rivière actuelle étaient recouverts par les accumulations fluvio-glaciaires. Dans le second cas un placage de terrasse supérieure auquel se raccorde le ruisseau de Whale cottage, subsiste encore sur le gneiss.

Cette deuxième phase de dissection qui s'observe surtout le long des vallées principales, car elle n'a guère eu le temps de remonter beaucoup dans les affluents, conduit d'ordinaire au niveau d'une terrasse moyenne, du moins quand cette dernière n'a pas été mangée par le modeste creusement qui a suivi.

C'est au cours de cette seconde étape que s'est effectué le plus clair du travail d'érosion linéaire après la période glaciaire. Or l'examen d'une grande coupe artificielle à l'Ouest d'Inveran (Strath Oykell inférieur) montre en surface, dans la partie supérieure du profil du versant qui dissèque les accumulations fluvio-glaciaires, des manifestations caractéristiques de phénomènes de cryoturbation — festons et guirlandes de pierres en particulier — développés grâce à la présence d'une matrice limoneuse *(photo 22)*. On a donc tout lieu de penser que les conditions climatiques étaient encore de type périglaciaire quand s'est réalisée la reprise d'érosion qui conduisit à la dissection des formes fluvio-glaciaires, au moins au début.

3. — La dernière coupure dans l'évolution est marquée par l'édification d'une terrasse ancienne qu'il ne faut pas confondre avec le lit majeur de la terrasse inférieure actuelle d'inondation. Elle ne mérite le nom de « terrasse moyenne » que dans la mesure où le lit majeur est bien individualisé (ce qui n'est pas toujours le cas).

A Invercharron, où son altitude relative est de l'ordre de 3 à 4 m, cette terrasse ancienne se raccorde au delta de la plage soulevée inférieure qui est souvent considérée comme étant d'âge néolithique.

A la même génération de formes appartiennent les cônes aplatis d'Inveran et de l'Allt Mòr (Invernauld House) qui
des banquet
rupture de p

4. — La

Le bilan
des formes c
de crise, les
les plus actif

Les transfor

Elles ont
figé depuis c
du Strath Fl
évolution ap
dans le mêm
matériel meu
l'homme (pi

LÉGENDE DE LA PLANCHE IV

1 : Importante ligne de fracture; principale vallée de ligne de faille.

2 : Escarpement de faille ou de ligne de faille.

3 : Escarpement de ligne de faille inversé (le regard est opposé au compartiment topographiquement le plus bas que jalonnent les triangles).

4 : Bourrelet dissymétrique déterminé par la présence d'une ligne de charriage.

5 : Rebord escarpé dans les quartzites.

6 : Versant substructural dans les bancs de quartzite inclinés (la flèche matérialise le pendage).

7 : Cuesta ou crêt dans les séries gréseuses (Torridonien et Vieux-Grès-Rouge).

8 : Synclinal majeur.

9 : Anticlinal majeur.

10 : Crête appalachienne.

11 : Elément déprimé de plateau calcaire.

12 : Rebord de cuvette d'érosion différentielle.

13 : Roches basiques en creux.

14 : Granites et roches granitoïdes associées (granodiorites, syénites, gneiss œillés, etc.); *a* — en saillie; *b* — nivelés; *c* — en creux.

15 : Migmatites des complexes d'injection; *a* — en saillie; *b* — nivelées; *c* — en creux.

16 : Echine déterminée par la présence d'un anneau de cornéennes.

17 : Front montagneux à terminaison brutale et inselberg.

18 : Contour des deux principaux bassins : Loch Naver et Loch Shin.

19 : Niveau d'aplanissement pliocène.

20 : Plaine côtière des régions orientales.

21 : Sommet ayant échappé à l'ensevelissement par la glace des inlandsis (anciens nunataks).

Photo 22. — *Inveran. Détail du versant qui entaille la terrasse fluvio-glaciaire.*
Sur la bordure nord du Strath Oykell. Noter les phénomènes de cryoturbation. Le mètre donne l'échelle.

Photo 23. — *Le Meall nan Ceapraichean (à gauche) et le B. Dearg (à droite).*
Topographie calme des sommets de la surface supérieure dans les gneiss. Entaille vigoureuse des versants, en particulier de ceux qui sont exposés au Nord. Au premier plan, champ de dalles de gneiss. Vue vers l'ESE.

Glen Cassley), entaille la moraine et le gneiss sous-jacent brisé par le gel avait édifié un cône de déjection qui .t colonisé par la végétation. Mais par-dessus le cône ancien, s'observe maintenant un placage clair de débris ais issus directement de la moraine dont les éléments sont soumis un peu plus haut à une remise en marche :tuelle.

Dans l'ensemble, l'érosion linéaire présente est très ralentie surtout dans des roches cohérentes comme le neiss. Depuis la fin de la période froide les torrents et ruisseaux se sont contentés pour la plupart de déblayer moraine sans parvenir à attaquer la roche en place. Avec sa belle vallée dissymétrique installée dans les eiss, l'Allt Badair Dhonnadh, affluent de la rivière Oykell est une exemple, parmi tant d'autres, de ces fougueux etits cours d'eau qui font illusion. Après le dégagement du manteau morainique et la mise en valeur des bancs pcheux, son évolution se trouve désormais pratiquement bloquée. Ceux des ruisseaux qui ont eu la chance de néficier de la coupure faite par un ravin finiglaciaire ou périglaciaire n'ont guère approfondi l'entaille qu'ils nt empruntée. Ils se sont montrés de pâles héritiers incapables d'augmenter le capital que leur avaient légué eurs puissants ancêtres.

Quant aux cours d'eau plus importants, on peut — compte tenu des observations faites en divers points notamment dans les secteurs de rapides et de cascades où le travail est maximal — estimer leur creusement rtical en roche cohérente depuis la fin de l'époque froide. Dans les conditions les plus favorables de lithologie gneiss très fissile) et de pente (sections déclives d'anciens verrous ou de raccordement) les valeurs les plus rtes ne dépassent pas 2 m.

La présence de lacs a permis un sapement latéral sous l'action des vagues. Mais, vu le fetch très limité, ce pe d'érosion ne peut être efficace que dans des matériaux meubles et en bordure de lacs suffisamment grands. e Loch Migdale qui n'a pourtant que 3 km de long constitue un plan d'eau suffisant pour que la moraine soit taillée en falaise par les vagues et que les arbres soient déchaussés, par départ de la matrice. Naturellement avec s lacs plus étendus comme le Loch Shin (25 km), les processus sont plus efficaces. Il a suffi de quelques années ur qu'avec l'élévation artificielle du niveau du lac par le barrage de Lairg se forme une falaise de 1 m de haut dans le manteau morainique recouvert de tourbe.

Moins spectaculaires, mais sans doute plus intéressantes à saisir sont les modalités de l'érosion chimique ctuelle sous la tourbe. En dépit de son installation récente qui ne peut guère remonter au-delà de la période olantique, c'est-à-dire à 7 000 ans environ, cette carapace organique a déjà permis une certaine altération des oches, même dans des catégories pétrographiques apparemment peu sensibles à ce genre d'action. Eponge acide qui peut atteindre 7 m d'épaisseur dans les régions plates, la tourbe maintient la roche sous-jacente dans un état d'imprégnation constante favorable à une désagrégation accompagnée d'un départ de fer que traduit le blanchiment du matériel. Si les granites sont surtout les victimes de ces processus chimiques, les gneiss psammitiques du Moinien n'y échappent pas totalement.

Ainsi au voisingae de Crask Inn, le long du Strath a' Chraisg (riv. Tirry supérieure), on peut apercevoir de temps à autre sous un épais manteau de tourbe buriné et décapé par un ravinement d'origine anthropique, un gneiss blanchi très friable et qui parfois se désagrège en sable au simple toucher. La pellicule d'altération est mince (quelques centimètres) mais dans les argiles à côté de l'illite qui dérive directement de la roche-mère, la vermiculite caractéristique d'une évolution pédologique en milieu acide apparaît déjà.

Naturellement, quand l'altération s'est exercée aux dépens du manteau morainique et non plus de la roche en place, l'évolution est plus poussée. Des coupes fraîches le long du Loch Shin par exemple, montrent des sols à caractères nettement podzoliques où la matrice sableuse grise de la moraine de fond a subi un éclaircissement par suite d'un intense lessivage dans l'horizon supérieur : A_1. En dessous, s'observe un horizon B teinté en rouge vif par l'accumulation d'oxyde ferrique. La proportion d'illite ne cesse de décroître vers le haut à partir de la roche-mère, tandis que le pourcentage de vermiculite ne cesse, au contraire, d'augmenter, au point d'atteindre 70 au sommet de A_1, près du contact avec la tourbe qui joue le rôle d'un épais horizon Ao.

L'altération qui règne actuellement sous la tourbe, si elle n'est pas négligeable, n'en est pas moins limitée encore aux premiers stades. Aucun échantillon, en effet, n'a livré de kaolinite en dépit de l'hyperacidité du milieu.

CHAPITRE VII

RELIEFS MONTAGNEUX DE DISSECTION ET PLATEAUX ASSOCIÉS . LE SOCLE DU MAINLAND MÉRIDIONAL

Dans l'Easter Ross, immédiatement au Sud de l'étranglement qui, du Loch Broom au Dornoch Firth, divise en deux le Mainland, le paysage change assez brutalement d'aspect. Comme nous l'avons déjà signalé à plusieurs reprises, notamment au chapitre III, p. 115-117, aux vastes plateaux parsemés de quelques reliefs résiduels, inselbergs et inselgebirge, font place brusquement des ensembles montagneux beaucoup plus cohérents. La présence d'un front montagneux relativement continu accompagné par endroits d'un véritable knick *(carte hors-texte IV)* signale à l'attention, une limite qui aurait pu passer inaperçue malgré sa netteté.

C'est moins l'altitude absolue du sommet des montagnes que le resserrement des reliefs qui fait l'originalité de ce paysage du Mainland méridional. En dépit d'une profonde dissection qui a souvent abouti à dégager d'amples vallées, l'aération des volumes en saillie est sans commune mesure avec celle qui existe dans le Mainland septentrional. En un mot, les montagnes forment de véritables barrières, les vallées s'individualisent mieux et les plateaux perdent l'énorme prépondérance qu'ils avaient plus au Nord.

Si, en raison du développement bien plus limité des aplanissements récents, la mise en valeur des grandes failles apparaît mieux qu'au Nord, en revanche, les formes d'érosion différentielle dans le socle sont moins claires. Non que le Moinien soit tellement plus homogène que dans le Mainland septentrional — surtout si l'on tient compte du caractère fragmentaire de la connaissance géologique — mais parce que la marque imprimée dans le modelé, par une puissante érosion linéaire l'emporte le plus souvent sur les traits d'érosion aréolaire provenant de la mise en œuvre de processus physico-chimiques. Ce n'est guère qu'à proximité du niveau de base marin, au Nord et au Sud-Ouest en particulier sur le pourtour de la région, que s'observent de beaux exemples de reliefs d'origine lithologique développés parmi les gradins d'aplanissements successifs. Ailleurs, dans toute la partie centrale, les formes sont plus banales. Bon nombre de talwegs sont des vallées de fractures mais le potentiel structural est rarement mis en valeur sous forme de bassins d'érosion différentielle. La petite cuvette intra-montagneuse du Loch Cluanie constitue une des rares exceptions à cette règle.

Dans cet ensemble du Mainland méridional, essentiellement constitué par le socle moinien — les sédiments n'occupent qu'une infime partie du total — on peut distinguer trois combinaisons morphologiques régionales :

1) Au Nord, dans le Ross-shire, les montagnes forment un type de transition avec les reliefs du Sutherland. Massives et de forme trapue, elles comportent encore de vastes cuvettes de forme elliptique où ont pénétré des aplanissements relativement récents. Les différences lithologiques à l'intérieur du socle gardent une certaine importance dans un modelé où la valeur modérée du soulèvement n'a du reste pas permis à l'érosion de faire totalement disparaître la couverture de Vieux-Grès-Rouge.

2) Plus au Sud, s'observent les montagnes les plus élevées de toute l'Ecosse du Nord-Ouest. Rien qu'entre le Glen Orrin et le Glen Garry, plus de 25 sommets dépassent 1 000 m. Nous avons là un des secteurs les plus arrosés d'Europe *(v. fig. 5)*. Le travail de creusement vertical le long des vallées a été considérable et tout vestige de couverture gréseuse a disparu, si tant est que cette dernière ait jamais existé. Les formes linéaires prennent une importance capitale et fréquemment les montagnes se réduisent à un réseau de crêtes séparées

les unes des autres par de profondes vallées où l'action glaciaire a laissé des traces imprimées plus vigoureusement qu'ailleurs. Vu l'ampleur de la dissection, il est vain de vouloir reconstituer ici des surfaces d'aplanissement. Les niveaux les plus anciens subsistent sous forme de témoins réduits et perchés qu'il est aléatoire de raccorder entre eux. Quant aux niveaux récents, ils n'ont guère pénétré dans cette région. C'est la tectonique qui règle le plus souvent l'ordonnance des traits majeurs du relief.

3) Dans la vaste demi-couronne que forment les péninsules du Sud-Ouest, depuis la presqu'île de Glenelg jusqu'à celle d'Ardgour en passant par le Knoydart, le Morar, le Moidart, le Sunart et le Morvern, les montagnes sont moins élevées, les vallées moins profondes, le paysage plus aéré et moins sauvage. Comme dans le secteur précédent, les formes s'ordonnent en fonction des grandes dislocations qui ont affecté le socle. Mais le modelé est plus nuancé. Avec la pénétration des aplanissements, les plateaux retrouvent une certaine importance dans le relief et l'érosion différentielle reprend parfois ses droits.

Dans ces types morphologiques régionaux, on pourrait fort bien intégrer les différentes régions volcaniques tertiaires : au second se rattacheraient la partie centrale de Skye et celle de Mull qui ont toutes les deux un relief d'allure alpine à bien des égards; au troisième type, les autres secteurs volcaniques.

Mais ces traits de ressemblance ne doivent pas trop faire illusion, et l'originalité des formes dues au volcanisme récent est trop accusée pour qu'on ne cherche pas à la souligner. Aussi est-il logique de consacrer à l'étude de ces régions volcaniques un chapitre séparé (chapitre VIII).

Quant au sillon du Grand Glen, il est loin d'avoir l'unité morphologique que semble lui conférer la gigantesque coupure, fruit de l'exploitation d'un décrochement latéral exceptionnellement continu. S'il est normal d'inclure dans ce chapitre toute la portion intra-montagneuse située au Sud de la latitude du Loch Garry, il ne semble pas y avoir d'inconvénients majeurs à réserver pour plus tard l'étude des plateaux qui longent le Loch Ness du côté nord-ouest. Par leur topographie calme, leurs formes relativement massives, leur altitude modérée, par l'importance qu'y prend la couverture de Vieux-Grès-Rouge, ces plateaux se rattachent tout naturellement aux régions bordières de la Mer du Nord dont ils dépendent du reste pour leur drainage.

1. — MASSIFS MONTAGNEUX ET CUVETTES DU ROSS-SHIRE

La morphologie de cette région forme transition entre le centre du Sutherland avec ses reliefs isolés au Nord et la zone très montagneuse située plus au Sud. Si les formes sont plus massives qu'au Nord, elles sont cependant aérées par la présence d'un vaste bassin lobé du genre de ceux qui ont été décrits plus haut; avec toutefois cette différence que les bordures sont nettement plus continues.

Beaucoup plus jointives que celles du Sutherland, les montagnes du Ross-shire sont donc loin d'occuper toute la superficie du Centre du Mainland. Grossièrement disposées suivant les côtés d'un vaste quadrilatère qui s'appuie sur les hauts reliefs du Sud, elles forment une sorte de parallélogramme massif, encadrant un ensemble assez hétérogène de cuvettes plus ou moins coalescentes. Les contours de ce bassin sont bien matérialisés à l'Ouest, par les montagnes de Fannich Forest, au Nord-Ouest par celles de la région du B. Dearg et de Freevater Forest, au Nord-Est par les plateaux des environs du Carn Chuinneag et enfin à l'Est par le large dos simple du B. Wyvis. Quelques restes de couverture de Vieux-Grès-Rouge conservés au cœur de cette zone déprimée n'indiquent pas forcément que l'organisation du relief est ancienne, car des déformations tertiaires ne sont pas à exclure *a priori,* comme nous le verrons plus loin. En tout cas, certains niveaux d'aplanissement récents ont pénétré au cœur de la zone montagneuse en soulignant parfois, par un angle marqué, le contact du bassin avec les montagnes environnantes. Mais nulle part, à l'exception peut-être de la bordure nord du Loch Fannich où le surcreusement a d'ailleurs exagéré les contrastes, le contact n'est aussi brutal qu'à l'extérieur du quadrilatère le long des plateaux du pourtour. Sur trois côtés, à l'Ouest, au Nord et à l'Est, existe un véritable front montagneux à knick accusé *(carte hors-texte IV)*. Certes, la structure a parfois favorisé les choses. Ainsi, du côté nord, nous avons vu qu'une grande flexure transversale était probable. Sur le flanc oriental du B. Tharsuinn, une faille est responsable de la terminaison brusque de la montagne.

Mais il n'est pas possible de généraliser une explication qui ne fait du reste que reculer le problème. Il est significatif qu'en dépit de l'homogénéité lithologique, la rupture de pente soit particulièrement nette au Nord-Ouest et à l'Ouest. Pour comprendre les caractères du contact entre les massifs montagneux d'une part, et les plateaux ou les cuvettes d'autre part, il faut faire appel, comme au Nord, au rôle joué par les aplanissements tertiaires.

A cet égard, le niveau d'érosion écossais bénéficie, ainsi que nous l'avons déjà noté, d'une place de choix.

A l'Ouest et au Nord-Ouest, le socle moinien est relativement homogène car essentiellement constitué de gneiss et de micaschistes. L'influence de la lithlogie dans le modelé reste discrète et n'apparaît pas clairement. A des roches apparemment identiques peuvent correspondre aussi bien des massifs montagneux que des zones déprimées.

Par contre, vers l'Est, la présence de complexes intrusifs d'âges variés et l'existence de lambeaux de couverture de Vieux-Grès-Rouge introduisent plus de variété dans les combinaisons morphologiques.

Il va de soi que malgré son manque d'unité, la zone déprimée occupant le centre du quadrilatère montagneux mérite d'être étudiée à part.

a. La barrière montagneuse occidentale

Les montagnes qui séparent la région côtière occidentale du bassin du centre au Ross-shire forment une large barrière presque continue qui se soude vers le Sud à la grande zone montagneuse des confins de l'Inverness-shire. Bien que de toute évidence, la localisation de cette barrière soit en grande partie indépendante des facteurs structuraux, il serait faux d'affirmer que la structure ne joue aucun rôle dans la morphologie de la région.

L'influence de la structure.

Certes, cette influence de la structure n'est pas toujours très apparente et en bien des cas, elle ne se manifeste que timidement dans le modelé. Pourtant un examen attentif montre qu'il est impossible de négliger le rôle des grandes fractures et des différences lithologiques à l'intérieur du socle moinien.

Le premier point qui mérite de retenir l'attention est celui de la traduction des faciès dans la morphologie. Il est assez remarquable qu'en allant du Sud au Nord, on rencontre des reliefs de plus en plus massifs et en même temps une lithologie de moins en moins variée. Aux alentours de Scardroy, au Sud du Strath Bran, les formes sont nuancées car aux gneiss psammitiques et pélitiques habituels s'ajoutent des gneiss à hornblende. Dans le massif de Fannich Forest, il n'y a déjà plus guère que l'opposition entre les gneiss en dalles et les gneiss micaschisteux qui soit susceptible d'éclairer une morphologie au demeurant assez simple. Enfin, dans les montagnes du B. Dearg et du Seana Bhraigh, les faciès psammitiques l'emportent de beaucoup sur les autres types de roches et ce sont des formes très lourdes qui dominent alors.

Dans le secteur sud-ouest, au Sud du Strath Bran, il est clair que la relative hétérogénéité du Moinien retentit dans le modelé. La présence de gneiss à hornblende en particulier, est intéressante à signaler car leur comportement est curieux, en apparence tout au moins. Que ces roches représentent une partie du socle lewisien recouvert en discordance par le Moinien comme le pensait Peach [336] ou qu'elles fassent au contraire partie intégrante du Moinien, au milieu duquel il faudrait les placer [J. Sutton et J. Watson, 419 et 420], n'a guère d'importance ici. Ce qu'il faut souligner par contre c'est la place variable qu'occupe ce type de roche dans l'échelle de résistance de la région. Dans l'ensemble, ces gneiss à hornblende correspondent à des zones déprimées et s'accompagnent d'une topographie assez douce. Le Loch Beannacharain a été tout entier surcreusé dans cette catégorie de gneiss. Sur le versant sud du lac, une rupture de pente souligne le contact avec les formations micaschisteuses sus-jacentes : aux escarpements rocheux discontinus des micaschistes du Meall Buidhe succèdent vers le bas des pentes douces mais irrégulières dans le détail et couvertes de végétation (la pente passe de 45° à 25°). Le contact est également bien visible le long de la croupe oblique du Meall na Faochaig. Pourtant des versants vigoureux comme le Creag na h Iolaire, l'éperon tronqué du Creag Loisgte ou le versant raide du Meall Dubh au Sud sont taillés dans ces gneiss lewisienoïdes. Une telle fantaisie dans le comportement peut s'expliquer par les variations dans les caractéristiques pétrographiques. Les gneiss à hornblende ordinaires sont des roches sombres à grain moyen ou grossier, souvent très altérées et qui se débitent couramment en plaquettes fragiles. C'est ce qu'on observe à Scardroy où la roche a pourtant une proportion non négligeable de quartz mais aussi un peu de mica noir. C'est la fissilité qui semble le handicap principal et la présence de minces feuillets tachés de brun dans les affleurements qui bordent au Nord le Loch Beannacharain montre que l'altération progresse aisément le long des multiples plans de division de la roche. La décomposition est telle qu'elle peut donner naissance à une boue collante de couleur brunâtre. Néanmoins, à proximité immédiate, des bancs massifs d'amphibolite peuvent rester étonnamment sains, en affleurant sous la forme de roches brillantes aux cristaux verdâtres presque noirs et à peine altérés superficiellement. Ces amphibolites où la proportion de hornblende atteint parfois 90 % se traduisent couramment dans le modelé par une topographie heurtée. Comme les deux types de roches sont étroitement associés, il est normal que les premières bénéficient parfois de l'armature fournie par les secondes. Le problème est donc assez voisin de celui qui fut discuté plus haut à propos des environs du Kyle of Tongue.

La relative sensibilité à l'altération des gneiss à hornblende se confirme indirectement à l'examen de la fraction grossière des dépôts fluvio-glaciaires de la riv. Meig aux environs de Glenmeanie *(fig. 106)*. En dépit d'une proportion anormalement élevée de galets bien arrondis dans les gneiss moiniens ordinaires, le pourcentage est loin d'atteindre celui des gneiss à hornblende qui furent d'autant plus facilement roulés qu'ils étaient déjà en voie de décomposition au préalable.

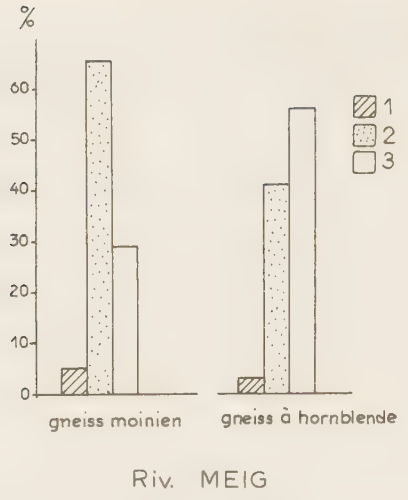


Fig. 106. — *Emoussés « à vue » des galets compris dans les formations fluvio-glaciaires de la rivière Meig vers Glenneanie.*
1 : subanguleux, 2 : mal arrondis, 3 : bien arrondis.

Assez curieusement, on trouve en haut de l'échelle de résistance régionale, des micaschistes et des gneiss à deux micas, alors que des faciès psammitiques peuvent avoir une tenue moins bonne. Ainsi au Sgùrr a' Mhuilinn, racine d'un vieil anticlinal calédonien, on pourrait presque parler d'un « pseudo-bray » dans le socle puisque des gneiss à deux micas assez grossiers forment, depuis la table régulière sommitale jusqu'à la pyramide du Sgùrr a' Ghlas Leathaid, une bordure saillante en arc de cercle dominant un creux évasé taillé dans des gneiss très siliceux et des gneiss à hornblende qui occupent le cœur du pli.

Ce problème de la résistance des gneiss à faciès pélitique et des micaschistes est du reste assez général en Ecosse du Nord-Ouest et il a déjà été évoqué à plusieurs reprises dans l'étude du Mainland septentrional. Dans le massif de Fannich Forest, il se pose de façon particulièrement claire.

Micaschistes et gneiss se distinguent assez aisément dans le paysage. Les premiers se traduisent par des sommets aigus et étroits, par de nombreux escarpements irréguliers sur les versants. Les seconds au contraire s'accompagnent de parois plus massives, de sommets plus lourds. Sur la croupe de Druim Reidh au Sud-Est du Loch a' Bhraoin, il est facile de voir comment l'alternance des deux types de roches se reflète dans la topographie par une succession d'escarpements et de pentes plus modérées. La crête élancée et symétrique d'A' Chailleach ou bien celle nettement dissymétrique du Sgùrr nan Clach Geala ne peuvent pas se confondre avec la lourde bosse du Meall a' Chrasgaidh. Il est évident qu'une pareille différence ne peut s'expliquer qu'en tenant compte de l'action de la période froide, car la sensibilité au gel a été le facteur déterminant dans l'évolution des versants nus. Comme on pouvait s'y attendre, les éboulis dont le volume reflète l'importance de la gélifraction ont des débris dont la taille est liée à la division de la roche en place. Mais l'action mécanique du gel au Quaternaire ne saurait rendre compte des particularités majeures de la morphologie de la montagne. Il est tout de même remarquable que sur 10 sommets dépassant 3 000 pieds (915 m) dans le massif de Fannich Forest, sept soient taillés dans des roches à faciès pélitique et trois seulement dans des gneiss siliceux psammitiques. Au Sud du Loch Fannich, la localisation de la barrière montagneuse sur une large zone pélitique ne peut pas être le fait du hasard. Il est significatif d'ailleurs qu'au Nord du lac, un relief de crêtes et de sillons méridiens donnant à la montagne une allure digitée, traduise avec fidélité les différences lithologiques du Moinien. La longue échine fortement dissymétrique — elle évoque tout à fait un crêt alpin — qui va du Nord au Sud, du Sgùrr nan Clach Geala jusqu'au sommet coté 2810 est sculptée dans des gneiss à biotite d'apparence massive et riches en grenats. La même roche coiffe le Sgùrr Breac et A' Chailleach. Une autre crête parallèle à la première est formée de micaschistes et gneiss micacés sombres depuis le Sgùrr Mòr jusqu'à Druim Reidh. Entre ces deux échines, un long sillon a été exploité par l'Allt a' Choire Mhoire dans des gneiss quartzeux en dalles. De ces quelques exemples, qu'il serait aisé de multiplier, il ressort que les roches à faciès pélitique occupent dans le relief de Fannich Forest une place un peu inattendue. On peut à la rigueur comprendre que des gneiss à biotite massifs, donc riches en micas mais sans orientation préférentielle des paillettes, dominent des gneiss quartzeux en dalles. Malheureusement l'opposition ne se présente pas toujours de manière aussi simple et on ne voit pas très bien pourquoi des micaschistes appartenant à d'anciens niveaux stratigraphiques différents sont plus résistants que des gneiss psammitiques clairs essentiellement quartzofeldspathiques.

L'examen des galets contenus dans les terrasses fluvio-glaciaires d'Achnasheen ne nous éclaire guère à ce sujet. Dans les micaschistes au demeurant assez rares s'observe une proportion de cailloux arrondis nettement

plus forte que dans les gneiss homogènes psammitiques (*fig. 107*). Evidemment les quartz d'origine filonienne ne causent aucune surprise par leur résistance.

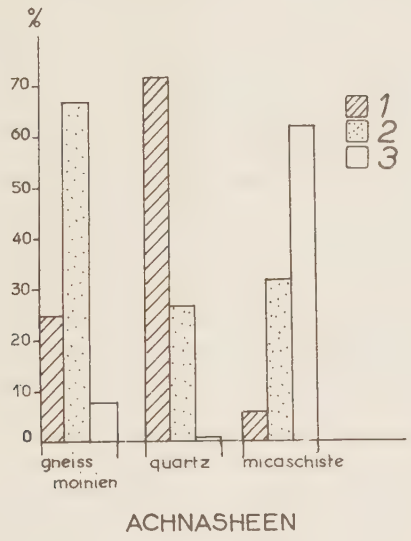


FIG. 107. — *Emoussés « à vue » des galets de 5 à 12 cm compris dans les formations fluvio-glaciaires de la région d'Achnasheen.*
1 : subanguleux; 2 : mal arrondis; 3 : bien arrondis.

Dans les zones silicieuses ou semi-pélitiques du Moinien, il convient, bien entendu, de distinguer les gneiss en dalles des gneiss relativement massifs. Parmi les nombreux exemples qui sont là pour nous le prouver, retenons-en un simple et démonstratif. Au Nord-Ouest d'Achnasheen, le Meall a' Chaoruinn qui forme la terminaison méridionale du massif de Fannich Forest est un sommet lourd de forme arrondie, apparemment fort peu affecté par la glaciation. La roche qui constitue ce relief est un gneiss à grain fin, très riche en quartz (bien que comportant de temps à autre une grosse bande feldspathique) et surtout fort massif. Si la micro-fissuration des cristaux de quartz est assez élevée, en revanche les diaclases sont peu nombreuses et le matériel s'avère résistant, soumis seulement à l'heure actuelle à une désagrégation granulaire faible et superficielle. Bien différent est le gneiss qui affleure à moins de deux kilomètres, dans la vallée de l'Allt Duchairidh. Cette petite auge affluente à bords raides est taillée dans un gneiss en dalles où la multiplicité des plans de faiblesse (feuilletage et diaclases) par lesquels a pénétré l'altération, rend bien difficile le prélèvement d'un échantillon sain suffisamment gros. Cette roche n'a pourtant pas une composition minéralogique fondamentalement différente de celle de la précédente. C'est moins la teneur un peu plus élevée en micas que la disposition de la biotite et de la muscovite en baguettes allongées suivant la même direction qui doit être rendue responsable de l'affaiblissement d'un matériel relativement fragile pendant la période froide du Quaternaire.

Au Nord-Est du massif de Fannich Forest, dans les montagnes des alentours du B. Dearg et du Seana Bhraigh, les différences lithologiques s'estompent à l'intérieur du Moinien et la morphologie n'est plus guère influencée par les faciès où dominent très largement des gneiss psammitiques. Le sommet le plus élevé de la région, le B. Dearg (1 084 m; *photo 23*), est constitué par un gneiss à grain fin riche en quartz et comprenant des baguettes de muscovite et de biotite disposées en tous sens. Le matériel n'est toutefois pas homogène, car dans cette roche claire et résistante sont intercalées des zones plus sombres, plus riches en micas et plus fissiles. Aussi le gneiss a-t-il tendance à former des bancs ou des dalles dont l'épaisseur commandée par l'espacement des zones micacées semble assez constante pour un secteur donné (de l'ordre de 30 à 50 cm pour la muraille qui est au Nord du B. Dearg). En plus de ces épaisses dalles qui peuvent d'ailleurs être courbes ou même contournées en forme de S, de grandes diaclases assez espacées découpent le gneiss à l'emporte-pièce. Au total, le Moinien des montagnes de la région n'apparaît pas spécialement favorisé par rapport à celui des plateaux environnants. Il a d'ailleurs beaucoup souffert au Quaternaire froid sous l'action du gel et les versants raides ont évolué assez rapidement en fournissant aux éboulis qui les bordent des quantités de débris anguleux.

Si la lithologie intervient peu dans la morphologie de ce secteur, en revanche, la tectonique prend une place assez considérable, d'autant plus évidente que le matériel est plus homogène. Bien entendu, l'inclinaison du feuilletage commande la dissymétrie des vallées, mais il est parfois délicat d'imputer ce trait banal en totalité à la structure car il faut faire la part des différences d'exposition climatique du Quaternaire froid. Le cas se

présente pour le haut Gleann na Sguaib qui sépare l'imposante muraille du versant nord du B. Dearg, du flanc sud moins accusé du Meall nan Ceapraichean : les oppositions climatiques ont dû activement favoriser une dissymétrie qui est pourtant de toute évidence liée à l'inclinaison des bancs de gneiss vers le Sud *(photo 23)*.

Mais il existe bien d'autres cas de dissymétries qui ne peuvent pas plus s'expliquer par le facteur climatique que par la disposition des feuilles gneissiques. Ces deux facteurs sont insuffisants pour rendre compte pleinement des caractéristiques du paysage. Les splendides parois rectilignes qui dominent le Loch Tuath et le Lochan a' Chnapaich sont toutes les deux orientées en plein Sud. Comment du reste comprendre que tant de versants soient si rectilignes en plan et si raides en profil ? La terminaison brutale vers le Nord du B. Dearg et de la croupe qui lui fait suite Diollaid a' Mhill Bhric évoque comme au B. Hope l'image d'une montagne tranchée au couteau, et bordée par une véritable muraille de 200 à 250 m de haut. Cet exemple n'est pas un cas isolé dans la région et force nous est de faire appel à l'action indirecte d'un réseau de fractures et de failles bien dessinées pour éclairer la singularité de certaines formes. Il semble — autant qu'on puisse en juger d'après l'examen du terrain, des cartes et des photos aériennes — que deux directions soient largement dominantes : NS d'une part et NW-SE ou WNW-ESE d'autre part.

Au S du Strath Bran, aux dislocations orientées WNW-ESE qui apparaissent souvent dans la topographie, s'ajoute le grand décrochement latéral sénestre du Strathconon étroitement suivi par une série de vallées alignées du Sud-Ouest au Nord-Est. La riv. Meig en particulier, dans sa partie moyenne, emprunte une auge remarquablement calibrée grâce à l'alignement des éperons tronqués sur le versant sud-est. Il est clair que le Strath Conon moyen épouse la grande zone de broyage accompagnant le puissant accident, zone mylonitisée qui d'après Peach, peut atteindre et dépasser 1,5 km de largeur [336]. De fait, grâce aux coupes naturelles que constituent les gorges creusées par les affluents de la riv. Meig, on peut observer un fort enchevêtrement des plans de diaclases et de fractures dont les principales utilisées par les ravins permettent à l'évolution actuelle des versants d'avoir un dynamisme inhabituel (voir plus loin).

Les surfaces d'aplanissement.

Si à la faveur d'une dissection plus ou moins poussée, les traits structuraux apparaissent assez bien sur les versants et le long des vallées, il faut reconnaître que les formes majeures du relief sont pour une large part indépendantes de la structure. La place importante que gardent dans le paysage les plateaux d'érosion et les sommets d'allure très calme est le témoignage le plus probant du rôle que continuent de jouer les surfaces d'aplanissement dans la morphologie actuelle.

Comme au Nord et à l'Ouest, la surface intermédiaire, grâce à ses plateaux massifs est une de celles qui cernent le mieux les contours montagneux. Depuis la haute croupe de Diollaid a' Mhill Bric, au Nord-Ouest du B. Dearg, on saisit très bien la remarquable unité de ces plateaux qui dans Inverlael Forest tronquent des gneiss assez homogènes jusqu'à proximité immédiate du Loch Broom et de l'auge du Strath More qui lui fait suite. Cette surface se retrouve en bordure des montagnes de Fannich Forest tant au Nord qu'au Nord-Ouest. Conservée sous forme d'une banquette relativement étroite (1 à 2 km tout au plus), elle est néanmoins d'une netteté indiscutable qui souligne la limite de la montagne. Au pied d'A' Chailleach par exemple, elle recoupe des bandes de Moinien de faciès variés en un replat schématique ne dépassant pas un kilomètre de large. Plus au Sud, les témoins sont un peu plus étendus sur les plateaux qui séparent le Strath Conon du Strath Bran et surtout sur ceux qui conduisent à la région du L. Maree.

Bien que dépourvue de dépôts corrélatifs, cette surface intermédiaire peut être reconstituée sans trop de peine car les caractères qui ont permis son identification ailleurs, se retrouvent ici. En cartographiant son extension *(carte hors-texte VI)*, on constate qu'en dépit d'une indéniable unité, son altitude peut progressivement varier d'un point à l'autre. Les cotes maximales sont atteintes à l'Est des montagnes du B. Dearg, tandis qu'au voisinage du Loch Fannich plus au Sud, il y a semble-t-il une diminution sensible d'altitude. Tout se passe comme si l'aplanissement avait subi l'effet d'une ample déformation transversale. Mais ce problème déborde le cadre de l'analyse du secteur en question et il nous faudra le reprendre à propos de l'étude du bassin du centre du Ross-shire.

Les montagnes ont conservé des restes assez étendus d'un aplanissement plus ancien qui ne peut être que « la surface supérieure » repérée sur les sommets de la région côtière du Nord-Ouest. En effet, les relations morphologiques sont identiques à celles qui furent notées à An Teallach ou à proximité du B. More Assynt par exemple. C'est particulièrement frappant aux alentours du B. Dearg car dans ce secteur où les contrastes lithologiques sont faibles à l'intérieur d'un gneiss résistant, la dissection peu avancée a laissé subsister d'amples témoins de surfaces anciennes. Un des éléments fondamentaux du paysage est la présence des vestiges d'un haut plateau à la topographie sinon horizontale du moins à peine ondulée et à l'aspect uni. Perchés vers 850 m d'altitude, ces éléments sont dominés par les sommets lourds du B. Dearg, d'Am Faochagach et de quelques autres montagnes massives auxquelles ils servent de piédestal *(photo 23)*. Aucun doute n'est permis sur l'unité de cette surface supérieure qui est suffisamment bien conservée.

Dans Fannich Forest au contraire, la dissection plus poussée dans un matériel du reste plus hétérogène n'a guère épargné que des lambeaux étroits vers 900 m d'altitude : méplats en lanière recoupant le sommet de certaines montagnes à flancs raides. Au Sud du Strath Bran, il n'y a plus que la table sommitale du Sgùrr a' Mhuilinn qui puisse servir de témoin.

A côté de ces deux surfaces d'aplanissement séparées souvent l'une de l'autre par un palier non structural bien marqué (en particulier dans Freevater Forest et Strathvaich Forest), existe un niveau plus récent qui représente, ainsi que nous l'avons déjà noté, une étape importante de l'évolution morphologique : le niveau écossais d'âge prépliocène, peut-être pontien. Ce niveau est facile à identifier car c'est presque toujours lui qui vient vers 300 m buter contre le pied des montagnes en créant un knick accusé. Nous retrouvons ici ce trait morphologique si caractéristique du relief du Mainland septentrional.

Cet aplanissement est surtout conservé autour des montagnes de Fannich Forest. Il ceinture même si bien le massif qu'il en fait presqu'un inselgebirge. En effet, du côté externe il est magnifiquement représenté, dans Braemore Forest, au Nord par des morceaux de plateaux tabulaires qu'entaille l'Abhain Cuileig avant de se jeter dans la riv. Broom. Après une brève interruption, il réapparaît sur les plateaux monotones de Kinlochewe Forest à l'Ouest du massif. Du côté interne, c'est-à-dire vers l'Est, il contribue largement à individualiser le bassin du centre du Ross-Shire dans le secteur compris entre le Loch Fannich et le Strath Bran. On peut même dire que c'est grâce à ce niveau d'érosion que les montagnes de Fannich Forest se terminent si brutalement au Sud et à l'Est. Le contact avec les plateaux, déjà souligné par le knick, se trouve encore exagéré par le surcreusement glaciaire qui a donné naissance à la cuvette du Loch Fannich.

b. La barrière de montagnes et de plateaux au Nord-Est et à l'Est

Il peut paraître à première vue surprenant et même paradoxal de constater que les formes de ces plateaux et de ces montagnes qui ferment la cuvette du centre du Ross-Shire à l'Est et au Nord-Est soient plus simples que celles des montagnes de l'Ouest. En effet, le socle est ici relativement hétérogène et la marque imprimée dans la morphologie par les différences lithologiques est beaucoup plus claire. En fait, les niveaux d'aplanissement successifs ont plus exploité le potentiel structural qu'ils n'ont effacé les oppositions pétrographiques du socle et le relief issu de cette exploitation a été assez bien conservé en raison de la valeur modérée de la dissection ultérieure.

Le Ben Wyvis.

C'est le seul massif qui mérite vraiment le nom de montagne dans le secteur. Il fait partie d'un ensemble de hauteurs qui se suit, avec quelques courtes interruptions, sur près de 40 km, depuis le Strath Conon au Sud-Ouest jusqu'au Dornoch Firth au Nord-Est. La partie centrale de cette longue bande en saillie est à la fois la plus élevée et la plus massive : elle constitue justement le Ben Wyvis. Alors qu'au Nord-Est et au Sud-Ouest des vallées transversales occupées ou non par des lacs recoupent perpendiculairement l'alignement de reliefs, le Ben Wyvis lui, apparaît, surtout depuis la cuvette d'Inchbae à l'Ouest, comme une puissante barrière, une lourde montagne barrant l'horizon sans la moindre échancrure.

Le premier problème qui doit retenir notre attention est celui de l'étroite coïncidence entre cet ensemble de hauteurs alignées — plus spécialement le Ben Wyvis — et un grand affleurement de gneiss micacés et de micaschistes représentant sans doute, à en croire B. N. Peach [335], la bordure d'un synclinal renversé dans les anciennes séries sédimentaires métamorphisées *(fig. 108)*. Il est certain que presque tous les sommets les plus élevés sont sculptés dans ce groupe pélitique ou semi-pélitique du Moinien. Au Ben Wyvis et au Little Wyvis en particulier où le contour de la montagne se calque en gros sur les limites de l'affleurement, il est remarquable que parmi les sommets les plus élevés (plus de 3 000 p.) cinq sur six soient localisés dans les roches pélitiques. Sans doute, la relation n'est pas aussi claire au Nord-Est et au Sud-Ouest du massif, aux deux extrémités de l'alignement de reliefs. Néanmoins si les gneiss psammitiques et les micaschistes sont parfois nivelés côte à côte, il reste que le deuxième groupe de roches continue de jouer dans les formes des plateaux du Nord-Est le rôle d'ossature. La meilleure preuve, nous la trouvons dans le décalage brusque que subit au niveau du Loch Morie la bande en saillie. Ce changement correspond précisément à un déplacement de l'affleurement du groupe pélitique en rapport avec un décrochement latéral dextre orienté WNW-ESE.

Au Ben Wyvis proprement dit, le matériel est essentiellement constitué par des micaschistes et des gneiss à muscovite et biotite riches en grenats. Ces roches à grain fin doivent leur résistance d'une part à leur homogénéité, d'autre part à l'abondance des cristaux isogranulaires de quartz. Mais la netteté des plans micacés liée à l'orientation préférentielle des baguettes de muscovite et de biotite est un facteur de faiblesse qui a permis non seulement une action efficace du gel au Quaternaire froid sur les parois exposées et nues mais encore une

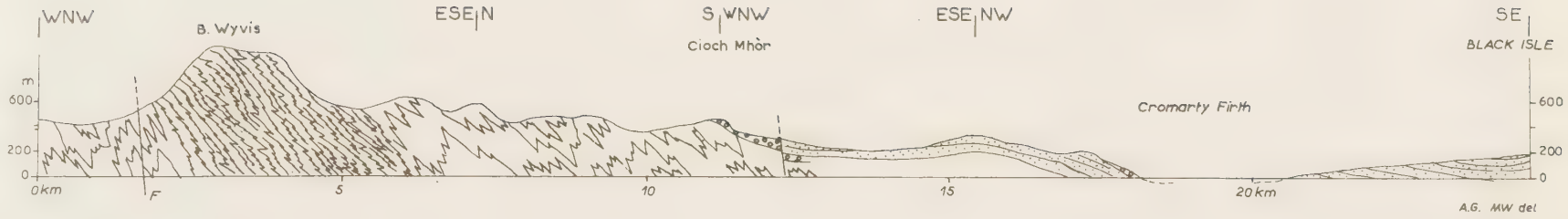


FIG. 108. — *Coupe à travers le massif du Ben Wyvis, depuis la bordure de la cuvette d'Inchbae jusqu'à la presqu'île de Black Isle.*

Pour la légende voir la figure 97, p. 252.

pénétration de l'altération visible actuellement sous la forme d'un brunissement de certaines lamelles. La place occupée par cette catégorie de roches dans l'échelle de résistance reste donc, comme ailleurs, assez énigmatique. On voit mal ce qui a pu favoriser ces micaschistes et gneiss micacés par rapport aux gneiss psammitiques encadrant l'affleurement. Ces derniers, en effet, sont d'anciens grès feldspathiques et arkoses transformés en gneiss quartzeux à grain fin. Le seul caractère qui a pu nuire à leur bon comportement vis-à-vis de l'érosion et plus spécialement vis-à-vis de l'altération, est leur hétérogénéité. Le Moinien psammitique est assez peu homogène et comprend des lits très riches en silice proches des quartzites, de nombreuses bandes étroites de schistes à biotite qui sont responsables du débit en dalles, et enfin de conglomérats plus ou moins métamorphisés.

Toujours est-il que les micaschistes et gneiss micacés indiscutablement en saillie par rapport aux autres groupes du Moinien, ont beaucoup souffert, sur les versants, de la gélifraction quaternaire en raison de leur fissilité. Les exemples ne manquent pas sur les parois raides des cirques qui découpent le côté est du Ben Wyvis. Suivant l'écartement des plans de faiblesse, la roche s'est divisée en plaquettes, plaques, dalles ou parallélépipèdes, et a alimenté en débris anguleux les éboulis situés au pied. Une telle sensibilité au gel explique la netteté des contrastes d'origine climatique. Non seulement la morsure des cirques quaternaires est responsable de l'allure découpée et de la pente localement raide du versant est du Ben Wyvis, mais dans la morphologie de détail de chacun des cirques ou de chacune des crêtes séparatrices, on retrouve cette dissymétrie due en grande partie aux contrastes d'exposition. Elle est visible par exemple sur les côtés du Coire na Feola où la pente se raidit dès que l'exposition devient nord-est, alors que l'inclinaison des bancs de gneiss vers le Sud-Est aurait dû favoriser la raideur des versants tournés vers le Nord-Ouest. La dissymétrie très caractéristique de la vallée du Loch a' Choire Mhoir *(photo 1)* s'explique de la même manière.

Un raidissement aussi prononcé de certains versants sous l'action du gel ne saurait toutefois être considéré comme un phénomène général. De nombreuses pentes ont été fort peu transformées au cours de l'évolution quaternaire et ont gardé l'essentiel des traits acquis pendant une période plus ancienne. La dissymétrie fondamentale des versants qui tient à l'inclinaison des bancs de gneiss et de micaschistes vers le Sud-Est est loin d'avoir disparu. Elle subsiste partout où la morsure des cirques a été insuffisante. Ainsi à An Cabar, la descente vers le Sud-Est généralement comprise entre trois et sept degrés n'excède que rarement 10° alors qu'au Nord-Ouest, la pente d'éboulis est de l'ordre de 25 à 30°. En d'autres termes, la dissymétrie d'ordre structural a sans doute été contrariée par l'évolution quaternaire et ses contrastes d'exposition climatique, mais elle commande encore de larges portions de versants. Quant aux sommets si lourds, ils forment un véritable fragment de haut plateau resté pratiquement intact. Une fois de plus, il est évident que les traits majeurs d'un relief où les séries pélitiques et semi-pélitiques sont en position dominante, n'ont été modifiés que dans le détail car le système morphogénétique du Quaternaire froid, bien qu'assez efficace, n'a pas duré suffisamment longtemps pour transformer radicalement les choses.

Il faut donc admettre que la morphologie du Ben Wyvis est, dans ses grandes lignes tout au moins, héritée du Tertiaire.

Le caractère le plus frappant est l'allure extrêmement calme et massive des sommets de la montagne *(photo 24)*. Dès qu'on met le pied sur An Cabar, le premier sommet au Sud-Ouest, on aperçoit une topographie subhorizontale à peine onduleuse qui est d'autant plus surprenante que les pentes pour y accéder sont relativement raides. Ces formes lourdes et arrondies rappellent assez les Hautes Chaumes vosgiennes mais l'ensemble des croupes donne naissance à un paysage beaucoup plus régulier et aussi plus rigide. On peut sans peine reconstituer vers 900 -950 m les vestiges assez étendus et bien conservés de la « surface supérieure » qui tronque nettement les bancs micaschisteux ou gneissiques. Nulle part elle n'est aussi bien représentée en Ecosse du Nord-Ouest. De cette topographie très douce où les affleurements rocheux sont presqu'entièrement masqués par un tapis de mousse et d'herbes, émergent à grand peine une ou deux coupoles dont les flancs indécis mènent à des altitudes un peu supérieures à 1 000 m.

Les formes sommitales de Little Wyvis ne sont pas fondamentalement différentes, mais comme au Carn Gorm au Nord-Ouest ou au Meall Mòr au-delà du Loch Glass au Nord-Est, elles s'inscrivent dans le relief à des altitudes nettement plus basses, de l'ordre de 700 m. Il y a là un palier d'érosion appartenant à un cycle moins ancien que celui de la surface supérieure, mais nettement distinct des plateaux de la surface intermédiaire qui sont largement représentés dans les environs vers 500 à 600 m d'altitude.

On est en droit de se demander pourquoi le Ben Wyvis a pu ainsi conserver des larges témoins perchés de niveaux d'aplanissement relativement anciens en échappant à la dissection qui aère le relief des alentours. La réponse doit être demandée à la structure. Dans l'alignement des hauteurs dont fait partie le Ben Wyvis, ce sont surtout au Nord-Est et au Sud-Ouest des accidents tectoniques transversaux qui ont été exploités. La vallée du Loch Morie et de la rivière Alness qui suit la trace d'un décrochement latéral en est un bon exemple. En revanche, au Ben Wyvis, c'est une grande faille longitudinale orientée du Sud-Ouest au Nord-Est qui, par son tracé, a servi de limite à la montagne au cours de l'élaboration du bassin central du Ross-Shire. Ainsi s'explique la netteté, pour ne pas dire la brutalité, du contact de ce côté. En outre, cette ligne de faille est à même de rendre compte des caractères particuliers du versant nord-ouest de la montagne. Le Glas Leathad Mòr en effet, est à

la fois rigide, très régulier et rectiligne en plan. Longue pente d'éboulis, il est dans le prolongement exact du versant nord-ouest du Little Wyvis qui épouse le même accident. Certes les deux profils sont un peu différents : celui du Little Wyvis est plus tendu, moins évolué, car il y a une divergence hydrographique au lieu d'une convergence dans le cas du Ben Wyvis, mais l'alignement sur le tracé de la faille pendant 9 km n'en est pas moins remarquable.

Les plateaux du Nord-Est.

Entre les montagnes de Freevater Forest au Nord-Ouest et le massif du Ben Wyvis au Sud-Est, s'intercale une grande étendue de plateaux réguliers qui dominent le paysage sur plus de 200 km². Malgré une hétérogénéité provenant de la présence de plusieurs intrusions d'âge différent qui percent les gneiss et les micaschistes, le socle moinien a été presque totalement nivelé par *la surface intermédiaire.*

Cette surface d'aplanissement constitue sans conteste l'élément fondamental du relief auquel elle confère toute son unité. Dans ce secteur où les axes hydrographiques ont un tracé à dessin divergent, la dissection est encore peu avancée et à l'exception des bordures, les entailles des vallées sont fort limitées. Aussi la surface intermédiaire est-elle encore largement conservée sous forme de grands éléments tabulaires presque intacts dont la monotonie est accrue par la présence d'un manteau tourbeux. Si les fragments de plateau d'érosion pris individuellement peuvent être considérés comme subhorizontaux, la pente d'ensemble n'est cependant pas négligeable : elle fait passer les altitudes de moins de 500 m à l'Est près du Dornoch Firth à près de 600 m à l'Ouest vers l'intérieur, à proximité des sommets d'Inchbae Forest. Toutefois la surface du plateau se situe le plus couramment entre 490 et 530 m .

Les larges témoins de la surface intermédiaire sont essentiellement localisés dans deux secteurs non jointifs. Le plus important de beaucoup commence au pied du Ben Wyvis et s'étale vers le Nord dans Kildermorie Forest et Diebidale Forest. Il est centré sur une vaste intrusion de « Vieux Grantie » mais déborde amplement sur d'autres roches, gneiss et micaschistes en particulier. Les contacts des affleurements peuvent passer complètement inaperçus et les failles sont souvent nivelées. Ainsi, en quittant Wyvis Forest pour gagner la lourde croupe de Clach Sgoilte, on passe de plain-pied du gneiss au granite ou au gneiss œillé en traversant une faille. Si ce plateau est largement soudé aux fragments tabulaires qui encadrent les montagnes tant au Nord-Ouest qu'au Sud-Est, en revanche dans les autres directions il s'individualise nettement en dominant des régions plus basses. Vers le Sud-Ouest, il est perché au-dessus de la cuvette d'Inchbae à laquelle il donne une limite assez fermement dessinée. Au Nord et au Nord-Est, le contact est encore plus brutal. Il revêt en profil l'allure d'un knick, grâce à l'encoche bien marquée qu'a sculptée le niveau et qui subsiste sous forme de gradin.

En toute rigueur il faut reconnaître que quelques reliefs résiduels ont échappé sur le plateau au nivellement par la surface intermédiaire. Tantôt ce sont des dômes bien lourds qui se détachent à peine comme le Càrn Gas nan Gabhar ou la croupe double du Càrn Bhren - Càrn Salochaidh. Tantôt ce sont des hauteurs plus vigoureuses et plus élevées qui mériteraient presque le nom des montagnes : c'est le cas du Càrn Chuinneag qui atteint 840 m et se reconnaît de loin grâce à sa forme de toit à double pente que lui donnent ses longs versants rectilignes d'éboulis.

La surface intermédiaire est également présente dans un second secteur plus réduit que le précédent. Il s'agit de quelques éléments de plateau situés plus à l'Est et compris entre le Ben Tharsuinn et le Dornoch Firth. L'aplanissement y est essentiellement conservé dans les granites d'une intrusion calédonienne (Newer granite) et dans la partie septentrionale de la bande de micaschistes qui rejoint au Sud le Ben Wyvis. Mais des niveaux plus récents ont cependant mordu de chaque côté sur le pluton granitique et les gneiss encaissants.

L'important développement que prennent les surfaces d'érosion dans la région pourrait nous amener à penser que *le rôle joué par la structure* (*lithologie*) dans la morphologie est ici des plus réduits. En fait, une telle attitude d'esprit serait assez simpliste et peu conforme à la réalité. Les différences lithologiques à l'intérieur d'un socle dont nous avons déjà dit à plusieurs reprises qu'il était hétérogène, interviennent dans le modelé. Cette intervention est certes le plus souvent discrète, mais pas au point de passer inaperçue. On ne peut pas en tout cas la négliger, car les relations subtiles qui lient les formes à la lithologie sont parfois très instructives.

Une première constatation à laquelle il est difficile d'échapper est l'existence d'un lien entre l'ampleur prise par la surface intermédiaire dans le relief et la présence de grands affleurements de roches granitiques ou granitoïdes. Comme dans les Knockfin Heights plus au Nord, il est hors de doute que ce type de matériel par sa sensibilité à l'altération et sa résistance à l'érosion linéaire s'est montré à la fois favorable à l'élaboration d'un vaste niveau d'aplanissement régulier et, au cours des phases d'incision qui suivirent, à une bonne conservation de fragments tabulaires.

Cette relation générale ne doit cependant pas nous faire perdre de vue que ni les intrusions ni les roches métamorphiques ne sont homogènes. Il convient donc de nuancer en examinant de plus près comment les

PHOTO 24. — *Chaos de gneiss œillé dans le lit de la Black Water,*
en amont d'Inchbae Lodge. A l'arrière plan, la silhouette calme du B. Wyvis. Vue vers le Sud-Est.

PHOTO 25. — *Détail de la topographie du Carn an Liath Bhaid.*
Gros blocs de gneiss œillé à demi-enterrés dans l'arène tourbeuse. Quelques affleurements rocheux par endrois. A l'arrière-plan, la lourde masse du Carn Bhren.

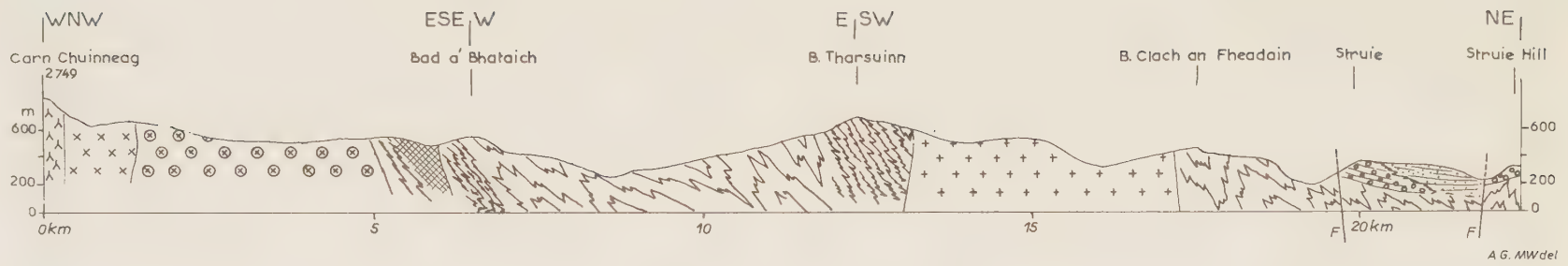


FIG. 109. — *Coupe à travers l'Easter Ross depuis le massif du Carn Chuinneag jusqu'à Struie Hill à proximité du Dornoch Firth.*
Pour la légende voir la figure 97, p. 252.

différences de lithologie se traduisent dans le modelé. Pour ce faire, il faut non seulement tenir compte des caractères pétrographiques des roches mais aussi, en certains cas du moins, de la façon dont furent mises en place les masses intrusives.

L'intrusion de « Vieux granite » du Càrn Chuinneag, la plus intéressante des deux, peut être considérée en première approximation comme nivelée. A l'exception de quelques reliefs résiduels qui dominent de peu le plateau, la surface intermédiaire a tronqué tous les affleurements de gneiss œillés et de granito-gneiss mis en place dans les séries sédimentaires moiniennes avant que ces dernières ne soient métamorphisées. Mais parler de nivellement implique évidemment le choix d'un niveau-référence : en l'occurence la surface intermédiaire. Si l'on replace maintenant le plateau d'érosion dans le cadre morphologique des régions environnantes, on est obligé de constater que les relations se compliquent et deviennent même contradictoires. En effet, à l'Ouest et au Nord-Ouest, le plateau de gneiss œillé et de granito-gneiss est nettement dominé d'environ 100 à 150 m par de lourdes échines de gneiss formant un arc de cercle depuis le Ben a' Chaisteil jusqu'au Dunan Liath et appartenant à un niveau d'érosion plus ancien. Par contre, au Nord, au Nord-Est et à l'Est le plateau fait figure de lourd bastion, car il domine de près de 200 m les vestiges prépliocènes conservés en contrebas. La notion de nivellement est donc toute relative et il conviendrait pour être exact, de dire que l'intrusion du Càrn Chuinneag appartient à un large palier d'érosion dans une morphologie étagée *(fig. 109)*.

Quoiqu'il en soit, il faut rendre compte de la place occupée par ces roches dans le relief et seule une analyse de leurs caractères pétrographiques peut éclairer les divers problèmes qui viennent de se poser.

Une des questions les plus faciles à résoudre est celle des reliefs résiduels situés au milieu de l'intrusion. La montagne double du Càrn Chuinneag - Càrn Maire qui domine nettement le plateau environnant est sculptée dans deux variétés de roches résistantes d'après la carte de Geological Survey et le mémoire qui l'accompagne publiés par B.N. Peach [335] (1). Il s'agit essentiellement de granites et granito-gneiss à grain fin d'une part et d'un gneiss à riebieckite d'autre part. Cette dernière roche qui constitue le sommet du Càrn Chuinneag proprement dit a une couleur gris-rose pâle, un grain fin et comprend outre la riebeckite, une autre amphibole, la hornblende. Non seulement le quartz est abondant, mais la riebeckite qui forme avec l'aegyrine de petites taches sombres au milieu des feldspaths rougeâtres est le minéral ferro-magnésien qui remplace la biotite. A. Rondeau a déjà souligné en Corse l'excellente tenue de cette catégorie pétrographique pourtant riche en éléments sodés [383]. En ce qui concerne les variétés de granito-gneiss à grain fin, elles dominent parfois très nettement les gneiss œillés ordinaires de texture grossière. Ainsi au Nord du Càrn Maire, le contact des deux roches se traduit concrètement par un abrupt.

Tout le reste de l'intrusion acide est formé par des roches à gros grain. La variété la plus courante, et de beaucoup, est un granito-gneiss grossier à biotite qui grâce à ses gros phénocristaux de feldspaths peut être classé dans « les gneiss œillés ». C'est une roche relativement altérable qui s'est prêtée à un nivellement régulier par la surface intermédiaire (à l'exception de quelques dômes lourds comme le Càrn Bhren et son voisin le Càrn Salochaidh qui émergent de l'ensemble), mais a su conserver intacts de larges témoins du niveau d'aplanissement. En effet, la composition minéralogique et la massivité ont agi ici en sens inverse vis-à-vis de l'érosion. Au premier coup d'œil, on voit que la texture est très grossière et très hétérogène. D'énormes cristaux de feldspaths potassiques roses disposés en amygdales ou en « yeux » à grand axe parallèle, apparaissent presque toujours en saillie et donnent à la roche une surface rugueuse. Si ces feldspaths sont plus résistants que les quartz eux-mêmes beaucoup trop fissurés et fragmentés, ils ne peuvent pourtant pas constituer une trame dure car ils sont isolés les uns des autres par des minéraux plus altérables. La biotite en particulier, sans occuper un pourcentage exceptionnel, n'en constitue pas moins un facteur de faiblesse d'autant plus important que les paillettes sont groupées en amas. Ces grappes ou ces grandes plages sont toujours le lieu d'où part l'altération qui fait perdre à la roche sa cohésion et la réduit à l'état d'arène grossière. Il arrive même parfois que le mica noir soit présent à l'état de cristaux xénomorphes. Les deux facteurs essentiels d'altérabilité semblent donc être ici : 1) l'intense microfissuration qui atteint les quartz et réduit la cohésion d'ensemble. 2) l'abondance et surtout la disposition des minéraux de biotite. Cette altérabilité explique la topographie unie des plateaux de gneiss œillé, la forme arrondie des croupes, l'existence de blocs empilés ou épars et à moitié enterrés dans une arène très grossière où dominent les feldspaths. Elle rend compte aussi des modalités de l'action chimique postglaciaire : la roche fréquemment blanchie par l'attaque des acides de la tourbe n'a que rarement conservé la surface polie par le passage de la glace. Les roches moutonnées sont très rugueuses le plus souvent, en raison du départ des amas de micas. Il est facile de canstater que les grandes fissures s'élargissent encore actuellement par altération des micas noirs.

Toutefois, on ne peut manquer d'être frappé par l'écartement de ces diaclases. Les gneiss œillés sont très

(1) Il ne nous a malheureusement pas été possible de pénétrer au cœur du massif du Càrn Chuinneag. Les propriétaires du Glencalvie Lodge ont fait preuve d'un manque total de compréhension à l'égard de nos recherches et nous ont interdit l'accès de leur domaine de chasse sous de vains prétextes. Empressons-nous d'ajouter qu'un tel état d'esprit est rare parmi les grands propriétaires écossais et anglais, qui ont assez d'ouverture d'esprit en général pour admettre qu'à côté de leur passion de la chasse une place peut être faite à la curiosité bien compréhensible d'un naturaliste, fut-il étranger à l'officiel Geological Survey.

massifs et rappellent d'assez près, à ce point de vue, les granito-gneiss du Mealisval (Lewis). Certains éboulis sont énormes et les blocs qui jonchent les plateaux — le Càrn an Liath bhaid et ses environs par exemple — sont d'assez grosse taille et de forme d'ailleurs subanguleuse avec des arêtes émoussées mais encore bien visibles *(photo 25)*. Cette faible macrofissuration peut-elle expliquer la remarquable conservation de la surface intermédiaire dans la région ? En partie seulement. Il est certain que les gneiss œillés par leur massivité ont une résistance supérieure à celle que l'on aurait pu déduire du simple examen pétrographique. Mais comment comprendre que les roches de l'intrusion voisine d'Inchbae — intrusion qui faisait sans doute partie du même complexe que celui du Càrn Chuinneag avant les progrès de l'érosion — dont les caractères et la composition sont pratiquement identiques, aient pu donner naissance à une cuvette d'érosion différentielle bien dessinée dans les gneiss ordinaires du Moinien ? Comment s'expliquer la position ambiguë du plateau de gneiss œillé par rapport aux roches du pourtour, puisqu'à l'Est il domine le Moinien psammitique, alors qu'à l'Ouest, il est dominé par lui ?

Pour résoudre ces problèmes, il faut tenir compte de la manière dont s'opère le contact entre l'intrusion de « Vieux-granite » et les gneiss encaissants. Comme le fait remarquer B.N. Peach [335], la masse granitoïde du Càrn Chuinneag est le reste d'un laccolite qui s'est introduit dans le centre d'un synclinal renversé qu'occupaient les pélites transformées plus tard en micaschistes. Il n'est donc pas surprenant que la limite externe des granito-gneiss soit fidèlement suivie, de trois côtés sur quatre, par une bande pélitique représentant l'ancien groupe supérieur dans la stratigraphie du Moinien. En outre, la mise en place de l'intrusion s'est accompagnée d'un puissant métamorphisme de contact (antérieur au métamorphisme général du Moinien) qui se manifeste sous la forme d'une couronne discontinue de cornéennes à l'intérieur des micaschistes. Au total, le complexe intrusif du Càrn Chuinneag comprend de trois côtés une auréole de micaschistes plus ou moins transformés en cornéennes. Cette bordure est absente à l'Ouest et elle n'existe pas non plus autour de l'intrusion d'Inchbae au voisinage. Or précisément dans ces deux secteurs, le gneiss œillé occupe une position déprimée par rapport au gneiss du pourtour. Il y a donc une relation de cause à effet à peu près certaine.

L'apparition des cornéennes est généralement annoncée par une diminution de la schistosité : les micaschiste deviennent compacts, s'indurent et prennent progressivement l'aspect d'une roche très homogène à grain très fin de couleur sombre gris-bleu. Ces cornéennes dures qui n'ont guère été affectées par le métamorphisme général du Moinien occupent généralement une place assez élevée dans l'échelle de résistance des roches de la région. Mais rigides, elles ont réagi de manière cassante aux déformations et peuvent être densément diaclasées et se fragmenter en cubes aux faces brunes. De plus, elles comprennent quelques bandes claires riches en quartz et de texture plus grossière qui créent parfois une certaine hétérogénéité préjudiciable à une bonne tenue d'ensemble. Leur comportement morphologique est donc variable. Le plus souvent elles sont en saillie et dominent non seulement le gneiss extérieur, mais même légèrement les pentes douces des vallons évasés du granito-gneiss du côté interne. Tantôt ce sont des croupes lourdes mal individualisées (Cnoc nan Sac, Meall Bhenneit, Meall na h Uigeig, Sgor a' Chaoruinn, B. nan Eun, etc.) tantôt des échines mieux dessinées comme Diebidale Ridge. Il arrive aussi que les cornéennes se traduisent plus dans la forme des versants que dans l'altitude de reliefs où la topographie sommitale a été nivelée. Ainsi le versant nord du Meall nan Bo contraste avec les pentes voisines de gneiss par son allure escarpée. Enfin, quelquefois les cornéennes sont même nettement en creux par rapport au matériel environnant, peut-être en raison d'une fragilisation par d'abondantes diaclases. Un des exemples les plus nets, est visible au Nord du Loch Morie. Un creux bien marqué orienté parallèlement au bord de l'intrusion jalonne très exactement un affleurement de cornéennes entre deux croupes au sommet plat d'égale altitude : le Càrn Sonraichte formé de gneiss œillés, An Claigionn de micaschistes. En réalité, les pentes abruptes qui limitent la dépression sont toutes les deux taillées dans les micaschistes; le granito-gneiss à l'Ouest n'apparaît qu'en arrière. Une disposition un peu analogue s'observe plus au Nord au Garbhàn Mor. C'est un véritable escarpement à allure de mur irrégulier et dissymétrique taillé entièrement dans les micaschistes plus ou moins métamorphisés. Le contact avec le gneiss œillé ne se fait qu'en arrière sur des pentes plus douces. De ces quelques exemples il ressort une fois de plus que la position dominante des micaschistes et cornéennnes est inexplicable dans le système morphogénétique froid du Quaternaire. Les cornéennes, malgré leur dureté, ont été fort sensibles à la gélifraction et ont reculé le long de certains versants qui furent raidis et prirent ainsi une allure déchiquetée. Le faîte très calme des croupes et des échines où la surface intermédiaire s'est inscrite sous la forme d'une topographie qui tronque à l'emporte-pièce micaschistes redressés et cornéennes, est au contraire resté intact (ex. : Meall Bhenneit, An Claigionn, etc.).

Le gneiss œillé n'a pas réagi de la même manière. Favorisé au cours de la période froide par sa massivité qui l'immunisait contre les attaques du gel, il était en revanche au Tertiaire plus sensible à l'altération que l'auréole de cornéennes et de micaschistes. C'est de cette époque tertiaire qu'il faut dater la légère dégradation de la surface intermédiaire sous l'effet de l'érosion chimique. Ainsi s'explique la situation légèrement déprimée du granito-gneiss en bordure de l'auréole de roches métamorphiques, aussi bien au Garbhan Mòr qu'au dôme de Càrn Gas nan Gabhar. Les relations structurales sont donc complexes puisqu'elles ont joué dans des sens différents suivant les époques.

Il reste que les formes majeures commandées par un façonnement préglaciaire montrent une assez bonne conservation de la surface d'aplanissement intermédiaire dans les gneiss œillés. Ces derniers ont bénéficié de leur massivité, mais aussi de la « protection » efficace que leur procura le rempart de l'auréole de métamorphisme.

La dégradation de la surface d'érosion des plateaux granitiques s'est donc opérée à la fois lentement et de manière indépendante. Ce fut une « dégradation lente » au sens où l'entend P. Birot. Encore aujourd'hui le profil longitudinal de certaines rivières en porte témoignage. Ainsi la vallée supérieure de l'Abhainn na Glasa perchée et assez évasée n'entaille que progressivement les granito-gneiss suivant une pente longitudinale doucement inclinée. Une brusque rupture de pente intervient au niveau de l'auréole de cornéenne, juste au-dessus du Loch Morie qui est un lac de surcreusement dans le gneiss.

Quand l'auréole de micaschistes et de cornéennes manque, l'évolution dans les gneiss œillés a été beaucoup plus poussée faute de « protection ». Ainsi sur le bord ouest du complexe intrusif, les roches granitoïdes sont en creux par rapport au gneiss encaissant. Reconnaissons toutefois que l'exemple n'est pas très concluant pour deux raisons : 1) le gneiss du pourtour, du Ben a' Chaisteil à Dunan Liath, a un faciès conglomératique particulièrement résistant en raison de la présence de cailloux de quartz et de feldspath. A cet égard l'exemple de la cuvette d'Inchbae que sera analysé plus loin est donc plus significatif. 2) Le granito-gneiss est affaibli au Nord-Ouest par la présence de roches basiques consolidées avant la mise en place de l'intrusion granitique et non digérées par la suite.

Ces roches basiques qui se situent certainement au bas de l'échelle de résistance régionale sont des gabbros et diorites plus ou moins métamorphisés. Dans le Glen Diebidale, où elles affleurent sous forme de matériel feuilleté très altéré et parfois complètement décomposé [Peach, 335], elles donnent naissance à trois petits bassins reliés entre eux par la vallée. Plus en amont, la mise en valeur est moins prononcée et elles n'apparaissent plus que timidement dans le paysage sous forme de pentes douces et herbues qui contrastent avec les rochers des granito-gneiss environnants.

Le pluton de « newer granite » de Fearn plus petit que l'intrusion du Càrn Chuinneag est sans doute géologiquement mieux défini, mais du point de vue morphologique il présente beaucoup moins d'intérêt. Ce batholite calédonien est en effet en grande partie nivelé par la surface intermédiaire qui tronque également l'extrémité septentrionale de la bande de micaschistes à proximité du Dornoch Firth. Il importe néanmoins de souligner que par rapport à la table élevée du Ben Tharsuinn sculptée dans le groupe pélitique du Moinien au Sud-Ouest, les fragments de plateau granitique sont visiblement déprimés. En outre, à la moitié nord de l'intrusion correspond un creux évasé de topographie indécise et molle, limité de deux côtés par des collines de gneiss. Au Nord-Est en particulier, le contact est fermement dessiné avec le Cnoc à Chlaiginn. Il est vrai que sur la bordure est de batholite, le granite peut localement dominer le gneiss encaissant (Cnoc Muigh bhlàraidh), mais c'est une exception.

Dans l'ensemble, ce granite est relativement altérable et apparaît souvent arénisé avec de belles boules résiduelles. Ce type de décomposition traduit l'existence d'un réseau bien dessiné de diaclases (1) dans un matériel moyennement sensible à l'érosion chimique. De fait, si ce granite à grain moyen ou fin, est assez mal pourvu en biotite, il a en revanche beaucoup de plagioclases et ses cristaux de quartz qui n'abondent d'ailleurs pas, sont intensément fissurés.

Mais, ainsi qu'on l'observe souvent dans les zones tempérées, une certaine sensibilité à l'altération peut fort bien aller de pair avec une bonne résistance à l'érosion linéaire. Le granite de Fearn a pu ainsi conserver un niveau d'aplanissement relativement ancien et il s'est fort peu laissé attaquer par la dissection des cours d'eau. Il est remarquable que l'encaissement de l'Easter Fearn Burn ne prenne de l'importance qu'à la sortie de l'intrusion dans les micaschistes. Quant au Wester Fearn Burn, son paresseux cours d'amont dans les granites, contraste vivement avec le secteur à pente forte qui raccorde le lit au Kyle of Sutherland. Une gorge accompagnée de cascades y entaille, en effet, les bandes gneissiques et granitiques de la bordure nord-est du batholite.

Il était intéressant de contrôler la place relative de chacune des roches dans l'échelle de résistance régionale en interrogeant la fraction grossière des dépôts fluvio-glaciaires de la région côtière de l'Est. En gros nous obtenons confirmation des résultats fournis par les analyses précédentes à propos de l'une et l'autre intrusion. Dans le matériel de l'Allt Dearg, un comptage rapide permet de constater qu'effectivement le granite calédonien fournit plus de galets arrondis que le gneiss moinien où dominent comme à l'ordinaire les cailloux mal roulés *(fig. 110)*. Il est bien évident que c'est l'altération précédant la prise en charge qui est responsable de cette différence, car certains galets de granite sont pourris et s'effritent aisément. Le matériel altéré *in situ* a d'abord été prélevé par la glace puis remanié par les eaux de fonte.

Au Strath Rory, deux catégories lithologiques supplémentaires sont représentées : le Vieux-Grès-Rouge et le gneiss œillé *(fig. 110)*. Un rapide sondage révèle pour les gneiss des résultats du même ordre que ceux fournis par les dépôts de l'Allt Dearg. Quant au gneiss œillé, il occupe une place intermédiaire entre le granite

(1) Bien visible dans les vallées et en particulier dans celle du Wester Fearn Burn.

calédonien et le gneiss et participe un peu à leurs caractères respectifs. De décomposition granulaire plus aisée que le Moinien psammitique, il donne une proportion plus importante de galets arrondis. En revanche, la part des cailloux bien roulés y est nettement plus faible que dans le granite car la roche est plus résistante.

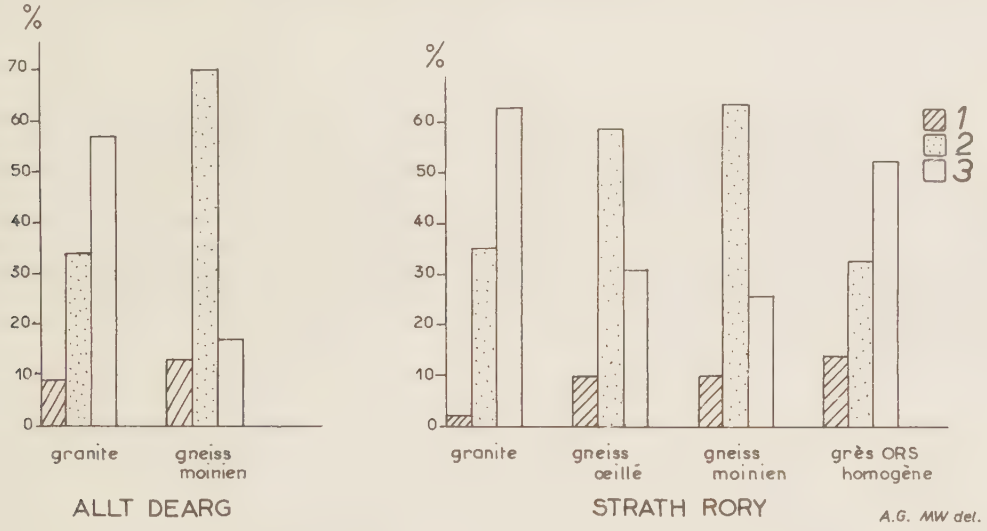


Fig. 110. — *Emoussés « à vue » des galets de 8 à 15 cm compris dans les formations fluvio-glaciaires* de l'Allt Dearg et du Strath Rory.
1 :subanguleux; 2 : mal arrondis; 3 : bien arrondis. O.R.S. = Vieux-Grès-Rouge.

c. Le bassin du centre du Ross-shire

Le bassin qui dessine, au milieu du Ross-shire, une grand creux autour duquel s'organisent les montagnes n'est pas sans présenter de réelles analogies avec les bassins décrits dans le Centre du Mainland septentrional. Moins grand qu'eux, mais cerné par une couronne de hautes terres plus continue, il est tout aussi hétérogène

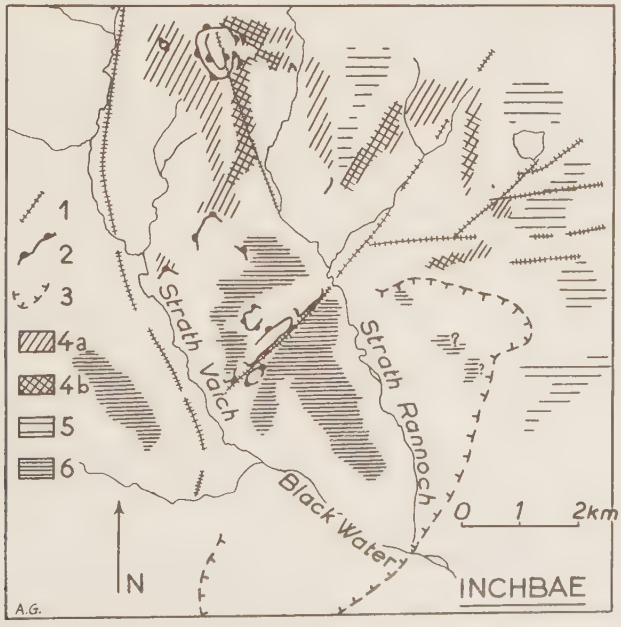


Fig. 111. — *Région d'Inchbae.*
1 : Creux de fracture ou vallée de faille; 2 : escarpement de grès et conglomérats dévoniens; 3 : limite de la cuvette de gneiss œillé et de granito-gneiss; 4 *a* : surface infra-dévonienne peu inclinée; 4 *b* : surface très inclinée; 5 : surface intermédiaire des plateaux de gneiss; 6 : surface d'aplanissement « écossaise ».

et comprend un assemblage assez disparate de cuvettes distinctes. La mieux individualisée est celle d'Inchbae au Nord-Est qui est taillée dans les granito-gneiss d'une intrusion de « Vieux granite ». Les deux autres, celles du Loch Fannich et du Strath Bran, sont apparemment indépendantes de la lithologie.

La cuvette d'Inchbae.

Elle a des contours relativement nets qui s'appuyent sur les limites d'affleurements géologiques *(fig. 111)*. Dans toute la moitié septentrionale en particulier, le contraste est grand entre la régularité des bas plateaux unis du gneiss œillé et l'allure plus rugueuse des versants rocheux de la demi-couronne des hauteurs sculptées dans les gneiss et les grès. C'est au Nord-Ouest que le contact est le plus schématique : la table horizontale du Druim Buidhe recouverte d'un manteau tourbeux vient buter contre les escarpements du Creag Bhreac Mhòr chapeauté de conglomérats *(fig. 112)*. Dans la partie méridionale de l'intrusion, les limites sont plus fuyantes, car des aplanissements ont nivelé à la fois les gneiss encaissants et les roches intrusives. Il n'en reste pas moins vrai que nulle part les gneiss œillés d'Inchbae ne sont en saillie et que presque partout ils occupent une position nettement déprimée par rapport au Moinien gneissique.

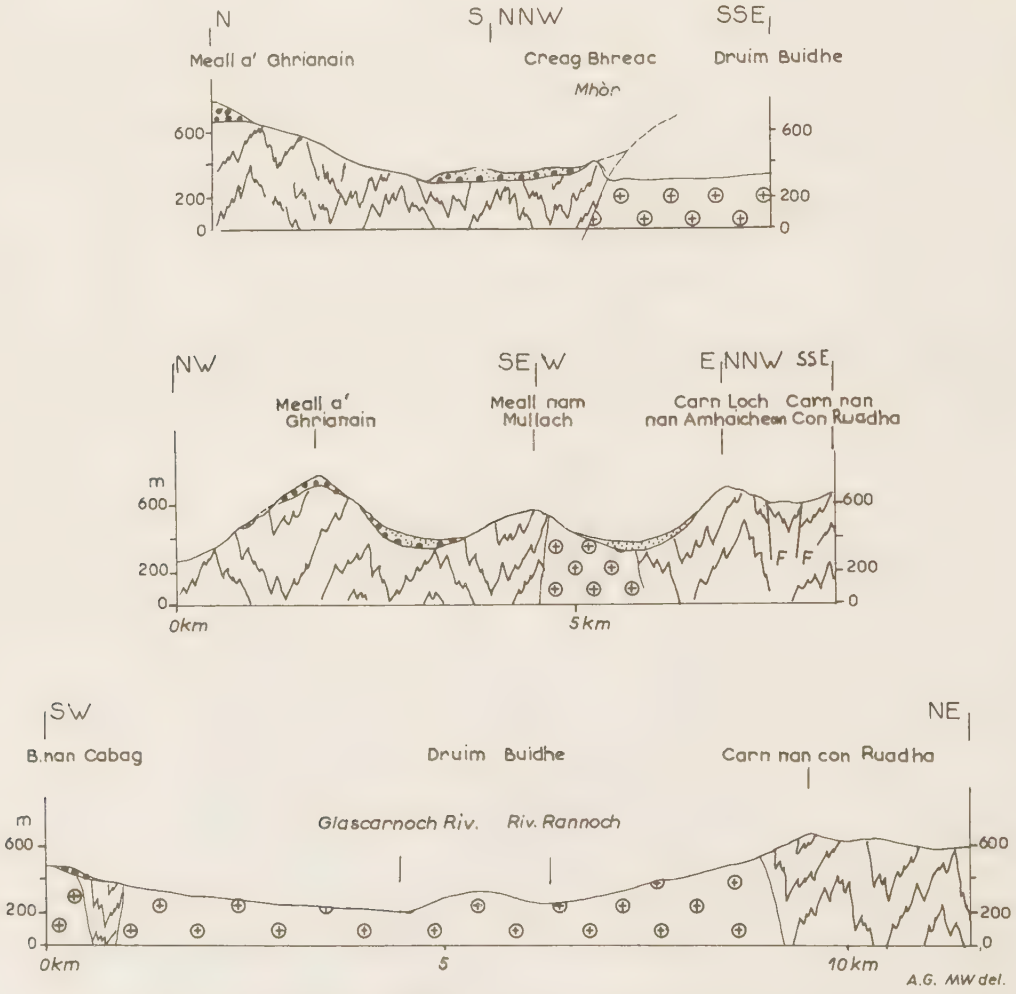


Fig. 112. — *Coupes à travers la cuvette d'Inchbae.*
En haut, l'inversion de relief du Creag Bhreac Mhor. Noter le contraste entre la terminaison nord très accidentée (au centre) et la large section centrale évasée (en bas). Pour la légende, v. la fig. 97, p. 252.

Le matériel offre d'étroites ressemblances avec celui de l'intrusion du Càrn Chuinneag. La roche qui affleure dans la vallée de la rivière Glascarnoch et dans le Strath Rannoch est résistante au marteau et assez massive.

Il y a bien localement d'étroites zones où des diaclases rapprochées hachent la roche en de multiples plaques, mais la densité médiane des fissures reste faible : quatre au mètre pour le Strath Rannoch inférieur. Sept au mètre est une valeur maximale observée sur la colline qui est au Nord de Black Bridge. La macro-fissuration ne peut donc pas être tenue pour responsable de la mise en creux de l'intrusion. Quant aux caractères pétrographiques, ils sont très proches de ceux rencontrés sur les échantillons de l'affleurement voisin (v. tableau IX). La roche a une texture grossière à gros yeux de feldspaths et à trainées ou amas de minéraux colorés. C'est moins l'abondance des éléments ferro-magnésiens que leur groupement qui rend le gneiss œillé sensible à une altération chimique dont témoigne la chloritisation poussée de la biotite et la richesse en épidote.

De telles analogies dans les caractères physiques et minéralogiques rendent les différences de comportement morphologique des deux intrusions assez surprenantes. Une explication est possible : le granito-gneiss d'Inchbae n'a pas bénéficié comme son voisin au Nord de la protection d'une auréole de micaschistes et de cornéennes. On ne peut pas, en effet, considérer le matériel d'Inchbae comme plus altérable que celui de l'intrusion du Càrn Chuinneag. Il y a bien dans le paysage d'Inchbae un fait frappant qui l'oppose aux croupes gneissiques des environs : c'est l'abondance des blocs. Ils parsèment les collines morainiques, abondent sur les versants et encombrent les lits des rivières en obligeant ces dernières à se diviser en chenaux. Dépassant la compétence des cours d'eau ils freinent tout creusement vertical et si les rapides sont légion, les gorges sont absentes. Ces blocs ont été en grande partie transportés par la glace ou par des mouvements de masse périglaciaires le long des versants, mais ils ont une provenance essentiellement locale et leur libération ne peut guère se comprendre qu'avec une décomposition préalable le long des joints. Or on ne peut manquer d'observer : 1) que les blocs sont souvent de très grosse taille, ce qui est une preuve tangible du caractère massif de la roche qui leur a donné naissance; 2) que leur forme est rarement bien arrondie mais plutôt subanguleuse avec des arêtes marquées *(photo 24)*. Il ressort de ces observations que si l'altération a pénétré profondément le long des diaclases, elle n'a guère atteint les volumes intermédiaires. Il serait néanmoins dangereux d'attacher une importance excessive à des blocs sains qui constituent les cœurs les plus résistants du matériel rocheux. L'examen des alluvions de la riv. Glascarnoch, en aval de Black Bridge, nous le prouve. Il y a deux catégories bien différentes de dépôts dans le lit : 1) des gros blocs tous constitués de gneiss œillé, de forme grossièrement géométrique et dépassant parfois plusieurs mètres cubes; 2) des cailloux plus ou moins bien arrondis essentiellement formés de gneiss moinien ordinaire. De taille nettement plus petite, ils proviennent du lessivage de la moraine. Tout se passe comme si le granito-gneiss n'avait fourni que des gros éléments, et le gneiss ordinaire, des éléments de taille moyenne. En fait, les gneiss œillés en se décomposant ont livré aussi une fraction sableuse qui fut reprise dans la moraine puis lessivée par les eaux courantes. Peu sensibles au gel, en raison de leur massivité les gneiss œillés n'ont que fort peu contribué à alimenter les alluvions glaciaires et fluviatiles en cailloux de taille intermédiaire, aussi sont-ils pratiquement absents des terrasses où ne se rencontrent guère que des fragments de gneiss psammitique. L'examen de la moraine qui affleure à 600 m environ au Nord-Ouest de Black Bridge nous apporte une confirmation de cette interprétation. Le matériel comprend bien des fragments anguleux ou subanguleux de gneiss œillé d'origine locale, mais elle reste pour l'essentiel formée de quelques gros blocs subanguleux sains noyés dans une matrice sableuse.

Les exemples de décomposition du granito-gneiss *in situ* sont rares, car les affleurements sont pour la plupart confinés dans les vallées où ils apparaissent évidemment sous forme de roches nettoyées. Il est cependant possible d'observer sur la table rocheuse qui domine Black Bridge au Nord quelques phénomènes d'altération postglaciaires assez significatifs. En surface, sur les dalles récemment dégagées de la tourbe, le gneiss œillé apparaît blanchi à cause du départ du fer. En même temps il libère une arène composée surtout d'assemblages de gros feldspaths et de quelques quartz glandulaires. Certes, la fraction argileuse issue de la pédogenèse est encore exclusivement formée d'illite comme dans les altérations naissantes, mais compte tenu de la brièveté de la période géologique qui nous sépare de l'établissement du manteau tourbeux, cette décomposition superficielle accompagnée d'un début de désagrégation n'est tout de même pas négligeable. Même sur les versants doux, les roches moutonnées ne sont pas restées intactes. Leur surface prend souvent une allure « gaufrée » qui tient à l'exploitation d'un réseau orthogonal de diaclases dont les bords ont été élargis et arrondis. Parfois, à la faveur du développement du feuilletage dans la roche métamorphique, des écailles et des plaquettes se détachent. Si la surface topographique recoupe en biseau les plans de faiblesse parallèles, un micro-modelé en escalier peut se substituer à la pente douce originelle en créant de petits paliers où la tourbe se maintient et fournit l'humidité nécessaire à la poursuite des processus d'altération. Au reste, il y a de bonnes raisons de penser que le détachement des dalles et des plaques n'a pas été limité à la période postglaciaire et qu'il a été parfois favorisé par le passage de la glace. Certaines écailles, en effet, ont laissé des cicatrices à bords émoussés où le biseau d'abrasion mécanique créé par le glacier en roche saine se distingue des arrondis plus irréguliers dus à l'altération sur les angles.

A faible profondeur, il est aisé de voir comment progresse actuellement la désagrégation de la roche. Dans la masse du granito-gneiss, se forment autour des amas de minéraux ferro-magnésiens, des nodules bruns dont l'apparition constitue un indice de la première étape dans les progrès de la décomposition.

Au total, le gneiss œillé d'Inchbae, en dépit de sa massivité, n'est pas à l'abri de l'érosion chimique. Tout comme son voisin des plateaux des environs du Càrn Chuinneag, sa sensibilité à l'altération est suffisante pour rendre compte du degré élevé de perfection de la surface d'érosion qui le tronque, mais sa résistance au creusement vertical des vallées est assez poussée pour que se soient fort bien conservés des témoins de l'aplanissement. La seule différence entre les deux intrusions vient de l'âge et de l'altitude du niveau d'aplanissement. Sur les plateaux du Nord-Est il s'agissait — nous l'avons vu — de la surface intermédiaire. Autour d'Inchbae, c'est le niveau d'érosion écossais nettement plus bas qui s'est maintenu.

L'ancienne couverture de Vieux-Grès-Rouge.

Dans la partie est du bassin du Ross-shire, et plus spécialement sur les pourtours de la cuvette d'Inchbae, subsistent quelques vestiges réduits de l'ancienne couverture de Vieux-Grès-Rouge qui recouvrait sinon la totalité, du moins la plus grande part de la région. Ces restes de sédiments dévoniens ont un intérêt morphologique certain, moins par les formes qu'ils engendrent que par les reconstitutions paléogéographiques qu'ils permettent.

Le problème essentiel est évidemment de savoir si le bassin du Ross-shire, au moins du côté est, est hérité ou non d'une topographie irrégulière prédévonienne. Pour répondre à cette question, il faut examiner la localisation des affleurements de grès et de conglomérats et voir la nature du contact des sédiments avec le socle sous-jacent.

Deux arguments plaident en faveur d'un âge ancien du bassin : la localisation des restes de Vieux-Grès-Rouge et le caractère très inégal de la topographie infradévonienne.

1) Les volumes de sédiments détritiques dévoniens qui subsistent dans le secteur ne sont pas localisés au hasard. Témoins modestes d'une nappe autrefois grandiose qui les reliait aux affleurements de la région côtière de la Mer du Nord, ils ne sont guère séparés de la bande principale du Cromarty Firth que par une quinzaine de kilomètres. Mais la distance n'est pas seule à compter, le massif du Ben Wyvis, forme en effet une puissante barrière de socle. Que tous les vestiges de couverture dévonienne ne soient pas éparpillés mais rassemblés au-delà de cet obstacle dans l'Est du bassin du Ross-shire est assez remarquable. Le témoin le plus septentrional, celui du Càrn nan Aighean n'est distant du témoin le plus méridional, le B. a' Bhric, que d'une quinzaine de kilomètres environ.

2) La topographie infradévonienne est facile à reconstituer en de nombreux points. Presque toujours elle apparaît irrégulière. Si au Sud, la pastille de conglomérats du B. a'Bhric repose simplement sur les gneiss par une surface inclinée à 8-10°, c'est qu'elle recouvre très vraisemblablement un ancien interfluve prédévonien.

A proximité immédiate, en effet, au B. nan Cabag, on voit clairement comment les brèches du Vieux-Grès Rouge viennent s'appuyer sur le flanc raide d'une colline de gneiss œillé.

Au Nord de la cuvette d'Inchbae, sur la bordure qui mène aux plateaux et montagnes d'Inchbae Forest, le caractère inégal de la topographie infradévonienne est encore plus éclatant *(fig. 112)*. Au Càrn nan Aighean, les conglomérats butent contre un versant de gneiss bien incliné, tout comme au pied du Meall nam Mullach où la bordure de sédiments détritiques jalonne une inégalité de la surface de base. Mais il y a mieux. Si l'on monte du Strath Vaich au Meall a' Ghrianain, on rencontre avant d'atteindre l'épais chapeau de conglomérats du sommet, plusieurs petits affleurements de Vieux-Grès-Rouge sur le long versant de gneiss rectiligne (12-15°). Ce dernier est donc un élément partiellement exhumé de l'ancienne topographie. Il en est de même pour le dos convexe qui conduit du Meall a' Ghrianain au Meallan Donn à 2,5 km plus au Sud, avec toutefois une exhumation moins poussée. Quant au versant est du Meall a' Ghrianain, il est encore en grande partie recouvert d'une carapace conglomératique, mais les limites de dénudation nous permettent de calculer qu'entre le soubassement rocheux de la montagne et celui du Strath Rannoch supérieur à 1,5 km de distance, il y a une dénivellation verticale de 300 m environ. C'est dire l'ampleur des inégalités dans la topographie prédévonienne. On peut de cette manière reconstituer trois anciennes vallées qui furent taillées dans le socle avant d'avoir été fossilisées par une couverture détritique composée de conglomérats sur les bordures (et peut-être en partie au fond) et de grès au centre. Ces vallées sont encore suivies actuellement par les axes hydrographiques que sont, de l'Ouest à l'Est, le Strath Vaich, le Strath Rannoch supérieur et un de ses affluents l'Allt a' Choire rainich. Ainsi s'explique la limite très festonnée de l'affleurement principal de Vieux-Grès-Rouge vers le Nord. Elle est en rapport étroit avec la topographie du socle en dessous : aux avancées correspondent les vallées, aux reculs les promontoires qui sont le Meall a'Ghrianain, le Meall nam Mullach et le Càrn Loch nan Ambraichean. Une telle permanence dans l'implantation des vallées n'est concevable qu'avec l'exhumation d'une couverture plus tendre que le socle. Or les brèches de base sont au moins aussi résistantes que le gneiss et peuvent occuper des positions élevées. C'est entre les grès et les conglomérats qu'existe une grande différence de résistance et c'est seulement dans la mesure où les vallées étaient occupées par un fort volume de grès qu'elles ont pu être dégagées partiellement des sédiments qui les occupaient. La reconstitution de la topographie prédévonienne est d'ailleurs

purement locale et dès que nous pénétrons dans la cuvette d'Inchbae, nous ne disposons plus d'aucun élément permettant de poursuivre cette reconstitution vers le Sud. L'ensellement doux compris entre le Meallan Donn et le Creag Bhreac Mhòr, encore recouvert par une masse de grès assez épaisse, jalonne peut-être l'ancien prolongement du Strath Rannoch prédévonien vers le Sud-Ouest, c'est-à-dire vers le Strath Vaich.

A en juger par les observations précédentes, on pourrait penser que le bassin du Ross-shire oriental n'est autre qu'un grand creux prédévonien taillé dans le socle et imparfaitement dégagé de sa couverture. En réalité, cette interprétation se heurte à de très sérieuses difficultés.

Tout d'abord, il faut remarquer que les éléments de Vieux-Grès-Rouge, à l'exception des affleurements limités du B. nan Cabag et B. a'Bhric, sont curieusement conservés sur les bordures relevés du bassin et non au centre, endroit qui *a priori* aurait pu paraître davantage propice à la conservation. Au Meall a' Ghrianain, les conglomérats montent jusqu'à 780 m, altitude sans doute la plus élevée atteinte par le Vieux-Grès-Rouge en Ecosse du Nord, et en tout cas supérieure à celle des plateaux granito-gneissiques du Nord-Est du Ross-shire. En revanche, les sédiments dévoniens sont absents de la cuvette d'Inchbae et il est frappant de constater comment les affleurements de Vieux-Grès-Rouge et de granito-gneiss ont un caractère complémentaire. Les deux formations semblent s'exclure mutuellement. Un des exemples le plus caractéristiques est fourni par le versant sud-est du Creag Bhreac Mhòr, où gneiss œillés et conglomérats se suivent sur plus de 3 km sans se toucher, séparés qu'ils sont par une étroite bande de gneiss moinien de 100 à 350 m de large. D'une manière générale, les éléments de couverture ne s'aventurent que rarement et très timidement sur les intrusions de granito-gneiss.

Or justement le matériel grossier qui constitue les brèches et conglomérats de base est essentiellement formé de blocs et cailloux de gneiss œillé. D'après Peach, certains blocs de gneiss œillés noyés dans un ciment sableux atteignent au sommet du Meall a'Ghrianain jusqu'à 7 m de long et au Nord du Càrn nan Aighean jusqu'à 9 m [335]. Dans les deux cas, la provenance du matériel ne peut être que locale et c'est très probablement l'extrémité sud-ouest de l'intrusion du Càrn Chuinneag qui a alimenté les nappes détritiques. Quant à la brèche très hétérométrique du Creag Bhreac Mhòr et des environs, elle a reçu ses fragments anguleux ou subanguleux de l'intrusion d'Inchbae au moins *pro parte*. Dans le Strath Vaich, où le Vieux-Grès-Rouge n'est plus à proximité d'une intrusion de granito-gneiss, les conglomérats sont en majorité constitués de gneiss ordinaire; ce qui confirme l'origine locale du matériel de base du Dévonien.

Mais ces brèches de base où domine le gneiss œillé, ne pouvaient tout de même pas provenir d'un relief de plateaux calmes ou de cuvettes évasées analogues à celui qui est établi actuellement sur les intrusions de granito-gneiss. Il faut donc imaginer un paysage radicalement différent, fait de hautes montagnes en proie à une violente érosion mécanique. Apparemment cette hypothèse est en contradiction flagrante avec la démonstration faite un peu plus haut de la permanence d'un relief prédévonien. En fait, une telle permanence ne s'applique qu'au socle gneissique et non au socle granitique sur lequel ont précisément disparu tous les éléments de couverture. Tout se passe donc comme si les montagnes de granito-gneiss qui avaient fourni le matériel grossier de base au Vieux-Grès-Rouge avaient par la suite été réduites ou mêmes mises en creux parce que constituées d'un socle relativement sensible à l'érosion chimique. Du même coup, s'éclaire la persistance de la couverture détritique et de la topographie sous-jacente prédévonienne sur le gneiss psammitique ordinaire peu altérable et la disparition quasi-totale de cette même couverture sur les affleurements de gneiss œillé. En d'autres termes, de véritables inversions de relief ont eu lieu par endroits et le paysage actuel ne peut se comprendre qu'avec une profonde réorganisation issue d'un système morphogénétique où les actions chimiques avaient une grande part. Nous tâcherons plus loin de préciser un peu les dernières étapes de cette transformation au Tertiaire. Contentons-nous pour le moment de remarquer que dès le Dévonien moyen, les montagnes granitiques devaient être enfouies sous leurs propres débris. En effet, ainsi que le notait déjà Peach, si les gneiss œillés sont abondants dans les conglomérats de base de la région côtière du Cromarty Firth, ils sont absents des étages conglomératiques supérieurs du Vieux-Grès-Rouge qui contiennent pourtant des fragments de Cambrien et de Torridonien.

L'origine du bassin du Ross-shire.

La question de l'origine du bassin du Ross-shire reste donc entière. Ce bassin n'est pas limité aux dimensions d'une cuvette d'érosion différentielle du genre de celle d'Inchbae : il l'englobe. Par ailleurs il ne semble guère avoir été préfiguré dans la topographie prédévonienne qui était, comme nous venons de le voir, fort différente du paysage actuel. Pourquoi la couverture de Vieux-Grès-Rouge qui a certainement dû former une nappe détritique très épaisse — le chapeau du Meall a'Ghrianain perché à 780 m mesure encore de 120 à 150 m d'épaisseur — ne s'est-elle conservée que dans ce secteur de bordure de bassin et pas à l'extérieur ? Les gneiss pourtant abondent sur toutes les montagnes du pourtour, et il est impensable qu'aucune d'entre elles n'ait été recouverte de grès et conglomérats à en juger par leur altitude somme toute modérée.

Une seule explication est plausible : celle qui fait intervenir une ample déformation tectonique transversale. Le point de départ de l'évolution qui a conduit au paysage actuel pourrait être recherché dans la formation d'une sorte de grande gouttière axée d'Ouest en Est parallèlement à la flexure majeure située un peu plus au Nord. Cette explication aurait le mérite de rendre compte non seulement de la disparition des sédiments dévoniens dans les montagnes et plateaux du Nord du Ross-shire, de leur conservation dans le bassin et en prologement plus à l'Est, tout le long de la côte de l'Ecosse orientale, mais peut-être encore de certaines différences d'altitude constatées entre les deux intrusions de granito-gneiss formées pourtant d'un matériel identique. La grande dépression d'orientation ouest-est suivie par le Strath Bran et apparemment indépendante des inégalités de la topographie prédévonienne verrait du même coup son origine mise en lumière.

Malheureusement, il faut reconnaître que cette hypothèse aussi vraisemblable soit-elle, s'appuie sur un nombre bien réduit de preuves tangibles. Dans les formations grossières de Vieux-Grès-Rouge qui subsistent, il est bien difficile de reconnaître l'inclinaison originelle des lits. Peach signale bien un pendage sud ou sud-est dans les lits sableux du versant occidental du Meall a'Ghrianain [335], mais ce pendage, outre qu'il est douteux, n'est guère utile car il coïncide en gros avec la pente de la topographie prédévonienne. Plus intéressant peut être le fait que des conglomérats du Creag Bhreac Mhòr soient inclinés vers le Sud car la montagne granitique qui occupait le voisinage était justement placée au Sud, sur l'emplacement de Druim Buidhe. Mais peut-on à partir d'un exemple conclure à un basculement ? Rien n'est moins sûr et du reste certains pendages sont inclinés en sens inverse plus à l'Est.

Un seul argument reste pour le moment en faveur de cette hypothèse : les déformations de la surface d'aplanissement dite intermédiaire. Cette surface étant bien représentée en Ecosse du Nord, elle a pu être cartographiée avec soin et sans idées *a priori* bien avant que ne se pose pour nous le problème de l'origine du bassin du Ross-Shire *(carte hors-texte VI)*. Des différences d'altitude assez significatives montrent qu'un large ensellement doux passe précisément à la latitude du bassin, alors qu'un bombement occupe l'emplacement des montagnes et plateaux du Nord du Ross-shire. S'agit-il d'une simple coïncidence ? Dans l'état actuel de nos connaissances, il nous est impossible de répondre. Si cette hypothèse s'avérait exacte, les déformations dateraient au plus tôt du milieu du Tertiaire car la surface intermédiaire est postérieure aux coulées basaltiques des Hébrides internes, comme nous aurons l'occasion de le montrer plus loin. En tout cas, au moment où s'est élaborée la surface intermédiaire, le déblaiement de la couverture était déjà fort avancé puisque les témoins de Vieux-Grès-Rouge s'élèvent à une altitude nettement supérieure à celle de cet aplanissement par lequel ils sont cernés.

Quoiqu'il en soit, un fait certain : l'unité du bassin du centre du Ross-shire est due avant tout à la présence d'un niveau d'aplanissement plus récent : le niveau écossais. Exactement comme à l'intérieur du bassin du Loch Naver, cet aplanissement vient souligner le contact avec les montagnes du pourtour tout en restant largement présent au cœur de la zone déprimée. Il est même mieux conservé ici, en raison des affleurements de gneiss œillé, roche qui s'est montrée particulièrement rebelle à la reprise d'érosion linéaire postérieure. La table quasi horizontale du Druim Buidhe à la surface unie recouverte de tourbe est certainement un des exemples les plus schématiques qu'on puisse imaginer. Mais l'aplanissement s'est également conservé dans les gneiss ordinaires sur lesquels il avait mordu, soit sous forme d'interfluves au sommet plat, soit encore « en banquette » plus ou moins large, le long des versants qui conduisent aux plateaux plus élevés et aux montagnes. S'il est peu représenté au pied du Ben Wyvis, en revanche il est parfaitement net en bordure du massif de Fannich Forest au Sud et au Sud-Est où il crée un véritable knick à la base de la montagne. Vers le Sud-Ouest, on le retrouve accompagnant le Strath Bran et s'arrêtant brusquement à proximité du Loch Gowan. Il cerne donc presque tous les contours du bassin du Centre du Ross-shire auquel il donne son identité. C'est en cartographiant les limites au niveau de cette surface d'aplanissement et en faisant abstraction de la dissection qui a suivi, qu'on constate le caractère presque fermé du bassin. La seule issue, au demeurant bien étroite, se trouve au Sud-Est, entre le Loch Luichart et le Loch Garve à travers la barrière de hauteurs qui mène au Little Wyvis. La rivière Meig n'utilise pas cette sortie et préfère creuser elle-même une vallée encaissée dans les plateaux plutôt que de rejoindre le Strath Bran vers le Nord par une route apparemment plus aisée.

Le bassin n'a donc pas réalisé partout une concentration hydrographique à son profit. Cette organisation imparfaite des cours d'eau a du reste été remise en cause par les glaciers au Quaternaire.

d. L'évolution quaternaire

Dans un édifice morphologique où les grandes masses architecturales avaient été mises en place au Tertiaire, l'époque quaternaire, et plus spécialement le Quaternaire froid, a pourtant imprimé la marque vigoureuse de ses sculptures et de ses ciselures. Il importe néanmoins de souligner dès maintenant la différence d'échelle : les transformations quaternaires furent plus locales que régionales et se firent à l'intérieur d'un moule préexistant qui réussit à conserver l'essentiel de ses formes majeures préglaciaires.

Les transformations opérées par les glaciers et par les eaux de fonte.

Elles furent, comme ailleurs, très inégales d'un point à l'autre.

Il est clair que le dispositif topographique assez particulier — un grand bassin entouré par une barrière annulaire presque continue de montagnes et de plateaux — exerça une puissante influence sur la localisation et même sur les modalités de l'action glaciaire. A cet égard, on peut considérer le bassin du centre du Ross-shire comme l'homologue de celui du Loch Monar plus au Sud, ou encore de celui du Loch Naver dans le Mainland septentrional. Mais il a bénéficié d'un cadre moins étriqué que le premier, et par rapport au second il a profité d'une couronne montagneuse mieux fermée et d'une alimentation plus généreuse. Si dans les trois cas, la présence d'un vaste creux a favorisé l'accumulation de la glace issue des pourtours montagneux pendant les phases de glaciation de type alaskien, si au cours du maximum glaciaire, un dôme de glace s'est très probablement implanté au cœur de chacune des régions, le bassin du Ross-shire, grâce au grandiose engorgement de glace qu'il a provoqué, a néanmoins gardé sur ses voisins l'avantage d'un écoulement radial et divergent mieux organisé et de ce fait plus clairement imprimé dans le paysage.

Le schéma imaginé par D. Linton pour les secteurs très arrosés des Highlands du Sud-Ouest, du Lake District et du Sud de la Norvège, s'applique assez bien ici [280]. A travers la couronne montagneuse (au moins de trois côtés, puisqu'au Sud la glace provenant du bassin du Loch Monar faisait obstacle en débordant) le passage de glaciers animés de mouvements centrifuges a laissé comme trace toute une série de lacs de surcreusement au dessin rayonnant : depuis le Loch Sgamhain jusqu'au Loch Luichart, en passant par les lochs a' Chroisg, Fannich, Droma Morie, Glass, et Garve pour ne citer que les plus marquants. Au total, une bonne quinzaine de lacs d'inégale grandeur appartiennent à ce canevas.

Toutefois, il ne faut pas se dissimuler qu'une telle organisation ne répond qu'imparfaitement au système proposé par Linton. Pour être pleinement réalisé, un canevas radial de vallées glaciaires nécessite des conditions très particulières : il faut notamment que la glace puisse déborder de tous les côtés en suivant les chemins proposés par des vallées divergentes et sans rencontrer à l'extérieur de la zone montagneuse d'obstacle insurmontable. Or dans le bassin du Ross-shire le débordement glaciaire n'a pu s'effectuer convenablement qu'en direction de l'Ouest et surtout de l'Est. A côté du principal débouché préglaciaire du bassin qui se faisait comme maintenant au Sud-Est, existaient dans le rempart montagneux d'autres brèches qui furent élargies et approfondies par la glace. Mais vers le Nord, aucune grande vallée ne traversant de part en part la barrière très continue de hauteurs, la transfluence glaciaire n'y prit pas beaucoup d'ampleur. Les grands lacs de surcreusement manquent d'ailleurs dans cette direction. Au Sud, la pression exercée par la glace débordante du bassin du Loch Monar empêchait tout débordement de côté. Dans la bataille que livreront les glaciers pour forcer le passage vers l'extérieur, la partie principale se jouera donc à l'Ouest et à l'Est. Ailleurs, au Nord en particulier, il n'y aura toutes proportions gardées que des escarmouches.

Les blocs erratiques de gneiss œillé peuvent rendre de grands services pour préciser les mouvements de la glace, car ils ne dérivent que des intrusions affleurant au Nord-Est du bassin ou bien des conglomérats dévoniens situés à proximité. Peach et ses collaborateurs remarquaient déjà il y a cinquante ans que de grands blocs provenant du chapeau conglomératique du Meall a' Ghrianain étaient éparpillés au Sud, à l'Est et à l'Ouest de cette montagne mais étaient absents du côté nord [335]. C'est dire l'importance limitée des mouvements sud-nord dans les montagnes septentrionales. Il est du reste significatif de noter que dans ce secteur les changements apportés dans l'organisation hydrographique par le Quaternaire sont des plus réduits. A quelques exceptions près — la haute vallée du Strath Vaich qui communique avec la partie supérieure du Gleann Mòr en est une — la ligne de partage des eaux qui s'appuie sur une ligne continue de hauteurs est demeurée en gros stable.

Dans les directions est et ouest au contraire, la transfluence glaciaire à travers les montagnes a joué beaucoup plus et les modifications apportées à l'hydrographie sont plus considérables. Les blocs erratiques de gneiss œillé se retrouvent partout à l'Est, en dehors du sommet du Ben Wyvis, obstacle qui ne semble pas avoir été franchi par la glace transfluente. Vers le Sud-Est, ils arrivent jusqu'au Loch Luichart et même au Beauly Firth, mais il n'est pas exclu que certains blocs aient d'abord voyagé un peu en direction de l'Ouest au moment du maximum glaciaire avant d'être retransportés vers l'Est et le Sud-Est à une époque ultérieure [Peach, 335]. Vers l'Ouest, la transfluence des glaciers revêtait un caractère grandiose. Des blocs erratiques de gneiss œillé appartenant à des secteurs drainés actuellement par une hydrographie tributaire de la Mer du Nord ont été transportés à travers la ligne principale de partage des eaux de l'Ecosse jusque sur la côte occidentale, au Loch Broom [Peach et Horne, 337]. Ce fait en apparence anormal peut fort bien s'expliquer si l'on songe qu'au cours du maximum glaciaire, la ligne de partage de la glace était déportée d'au moins 10 km à l'Est de la barrière montagneuse occidentale. La glace qui remplissait le bassin du Ross-shire débordait donc à travers les cols et les têtes de vallées transversales en direction de l'Ouest. Ce processus a fort bien pu du reste s'amorcer avant que ne se constitue l'ice-cap sur le bassin ou se poursuivre après que la calotte de glace eut laissé la place à des glaciers coalescents : les montagnes de Fannich Forest et du Ben Dearg furent en effet des centres autonomes de dispersion qui alimentaient de gros glaciers de type alaskien.

Toujours est-il qu'à travers la ligne principale de partage des eaux, donc à travers le rempart montagneux de l'Ouest, s'observent les plus beaux exemples de renversements de drainage au profit des cours d'eau tributaires du Minch. Certaines captures sont si fraîches, si spectaculaires qu'on hésite à envisager pour elles un âge autre que le Quaternaire. Il reste que les conditions propres à créer ces transformations étaient réalisées dès le Tertiaire, même si elles ne furent pleinement utilisées que plus tard. L'érosion glaciaire et fluvio-glaciaire travaillant à l'Ouest bénéficia des mêmes avantages de pente et de proximité de niveau de base que les cours d'eau occidentaux qui ouvrirent la voie aux glaciers. C'est évidemment toute la dissymétrie du bloc Mainland qui est en cause (v. chapitre III).

Il est frappant de constater que les changements opérés dans le drainage ne sont importants qu'au droit des rivières principales. Ailleurs, à la tête des petits affluents, la lutte entre les deux drainages n'a pas été décisive car la ligne de partage des eaux s'appuyait sur un relief bien marqué. Les différences de possibilités offertes à la transfluence glaciaire pourraient très bien rendre compte de ce fait.

Il est significatif qu'au Nord-Ouest de Fannich Forest et aux environs du B. Dearg où ne s'affrontent que des affluents relativement modestes, aucune capture importante n'ait eu lieu.

En revanche, la haute vallée de Glascarnoch River qui communique largement avec les tributaires du Loch Broom, le passage du Strath Chrombuill qui débouche sur le Loch Fannich, et la vallée ininterrompue qui joint le Strath Bran supérieur au Glen Carron sont le siège de remaniements considérables dans l'hydrographie.

A Dirrie More, les choses sont parfaitement claires, le renversement de drainage au profit des organismes coulant vers l'Ouest est évident. L'Allt Leacachain ancien tributaire de la rivière Glascarnoch est encore dans sa moitié supérieure orienté vers le Sud-Est. Son ancien passage au Nord du Meall Leacachain est très bien conservé. Actuellement ce ruisseau rejoint la rivière principale de l'Abhainn Droma, tributaire du Loch Broom, par un chemin direct qui le fait dégringoler sur le versant en une suite de cascades. En face, sur l'autre versant, l'Allt a' Mhadaidh est encore branché vers l'Est sur presque toute sa longueur. Pour rejoindre l'Abhainn Droma, il doit décrire un coude très prononcé qui fait changer brusquement sa direction suivant un angle de 100-110°. Une augmentation de la pente se produit dans la rivière principale à partir du point de confluence, mais le rebroussement des affluents n'a pas fait disparaître un système de pentes encore orienté vers l'Est, vers la Glascarnoch River. On peut même reconstituer aisément l'ancienne ligne de partage des eaux, car il y a au beau milieu de Dirrie More, raccordés aux reliefs encadrants, deux éperons tronqués qui se font face. Ils séparent nettement deux parties de la vallée où les versants s'écartent. Le contraste est grand avec le seuil actuel de partage des eaux, zone indécise de remblaiement morainique et de tourbe où les versants, au lieu de se rapprocher, *s'écartent.*

La capture de la partie supérieure de la rivière Bran par le Glen Carron est non moins évidente. Comme à Dirrie More, nous retrouvons trois séries de faits qui permettent de prouver le renversement du drainage et de reconstituer l'ancien interfluve. Actuellement, le seuil de partage se détache à peine dans le profil d'une large vallée à fond plat et tourbeux. Il ne s'accompagne en plan d'aucun changement sensible de calibre. Par contre, plus au Sud-Ouest vers Glencarron Lodge, le Glen Carron se rétrécit avec le rapprochement des versants montagneux. Là passe très clairement l'ancienne ligne de partage des eaux, car non seulement la pente longitudinale de la rivière Carron s'accentue brusquement, vers l'aval, avec l'apparition d'une gorge entaillant la base de l'auge, mais encore immédiatement en amont vers le Nord-Est s'observent de beaux phénomènes de rebroussement hydrographique affectant plus spécialement l'Allt Coire Crubaidh et l'Alltan na Feòla dont les tracés à coude aigu sont fort caractéristiques.

Le système de pentes orienté vers le Nord-Est, c'est-à-dire vers le haut Strath Bran, est encore très bien conservé. Comme les deux anciens affluents de la tête de la rivière Bran sont, à leur coude respectif, assez peu suspendus au-dessus du Glen Carron (une quinzaine de mètres pour le premier, une trentaine pour le second), il y a tout lieu de penser que la capture n'est pas trop ancienne. Sans doute est-elle un peu antérieure au creusement de la gorge du Glen Carron dont nous tâcherons de préciser plus loin la genèse, mais en tout cas sa réalisation n'a pas été suivie par un creusement glaciaire important dans le sens vertical.

Même si les auges glaciaires à dessin radial ne sont pas uniformément réparties sur le pourtour du bassin du Ross-shire, elles n'en restent pas moins caractéristiques à beaucoup d'égards. Les surcreusements les plus importants s'observent soit dans les vallées resserrées : c'est le cas des coupures qui traversent la barrière montagneuse orientale et qui sont occupées par des lacs allongés (Glass, Luichart, etc.) ; soit en bordure immédiate des montagnes comme le Loch Fannich qui jadis au contact avec la masse de glace occupant le bassin traduit encore l'exagération d'un ancien knick déjà exploité par l'hydrographie préglaciaire. Dans ce lac, les plus grandes profondeurs s'observent à l'Est, et la valeur maximale du creusement dans la roche en place est estimée par B. N. Peach et J. Horne à près de 80 m [337]. Au Loch Glass, le surcreusement maximal est de l'ordre de 100 m environ [B. N, Peach, 335]. A titre indicatif, voici quelles sont les profondeurs les plus grandes reconnues par les sondages du service de reconnaissance des lacs d'eau douce [333].

Loch Morie : 82 m	Loch Luichart : 50 m
Loch Glass : 110 m	Loch Fannich : 86 m

Ces valeurs n'ont rien d'exceptionnel. Aussi est-il aisé de comprendre que dans ces conditions l'érosion verticale des glaciers n'ait pas été en mesure d'effacer tous les traits préglaciaires même dans les lieux où le creusement fut le plus important. Ainsi les lacs voisins Luichart et Garve allongés tous deux dans le même sens, du Nord-Ouest au Sud-Est, reposent chacun dans une vallée arquée où les formes dissymétriques héritées de la période préglaciaire n'ont pas disparu. Il est, en effet impossible de faire appel aux différences d'exposition climatique puisque les deux dissymétries sont de sens opposé l'une par rapport à l'autre. Quant à la structure, elle est incapable de rendre compte des faits, étant donné l'inclinaison générale des bancs de gneiss et de micaschistes vers le Sud-Est. Seul le dessin incurvé des méandres de vallées préglaciaires a pu imposer aux glaciers un travail de cette manière.

Comme dans beaucoup d'autres secteurs d'Ecosse et de Scandinavie, les auges les plus typiques coïncident souvent avec de grandes vallées de faille. Même si son changement brusque de calibre vers Grey House tient à la confluence du Gleann na Sguaib, l'auge du Loch Broom-Strath More épouse le tracé d'une ou plusieurs failles de première grandeur.

De la même manière la convergence d'une faille avec un décrochement latéral est à même de rendre compte de l'implantation du Loch Morie en pleine zone de montagnes et de plateaux et surtout du beau calibrage de la vallée glaciaire dans un relief orienté transversalement. Au reste, sur les flancs raides de l'auge, les escarpements les plus marqués matérialisent l'importance du recul du versant sous l'effet du gel dans les roches brisées : (Creag an Fhitich ou encore versant à l'Est d'An Gleannan par exemple).

La partie moyenne de la vallée de la rivière Meig (Strathconon supérieur) est certainement un des exemples les plus schématiques d'auge liée à la tectonique. Le long d'un puissant décrochement latéral où les plans de broyage sont d'ordinaire proches de la verticale, a été creusée une magnifique auge bien calibrée. Cette vallée est remarquable par l'alignement de ses éperons tronqués sur le versant sud-est très rectiligne et régulier. L'exploitation de la zone de faiblesse de ce côté a été d'autant plus poussée que : 1) les dalles de gneiss brisé étaient inclinées dans ce sens. 2) la glace issue des montagnes du Sud était repoussée contre le versant sud-est par les glaciers provenant des montagnes situées immédiatement au Nord-Ouest. Il en est résulté une certaine dissymétrie du profil transversal de l'auge. La rareté des éboulis, au moins du côté sud-est, montre que le nettoyage par la glace a été fait avec soin et s'est poursuivi fort tard, car le matériel, du fait de sa fracturation, était assez sensible à la gélifraction. Seuls ont évolué de manière appréciable au Tardiglaciaire, les escarpements tournés vers l'Est.

A côté du travail glaciaire proprement dit, il faut faire une place aux transformations morphologiques effectuées par les eaux de fonte. Leur rôle comme agent de transport n'a certainement pas dû être négligeable, si l'on en juge par le volume assez considérable de débris fluvio-glaciaires abandonnés en bordure du Cromarty Firth, ou dans des secteurs de confluence comme les environs immédiats d'Achnasheen. Mais les eaux de fonte ont également bien contribué à la dissection du relief et bon nombre de gorges que l'on serait tenté d'inscrire à l'actif du creusement post-glaciaire des rivières sont en réalité plus anciennes. Sculptées par les torrents proglaciaires, para-glaciaires ou sous-glaciaires, elles datent suivant les cas du stade des glaciers locaux ou des stades de retrait des grands glaciers de vallée. Des épisodes plus reculés comme celui des glaciers de type alaskien ont même dû s'accompagner dans les régions de bordure d'une intense action des eaux de fonte comme en témoignent les vastes dépôts qui subsistent encore en dehors des vallées. Pour pouvoir préciser les choses, il aurait fallu se livrer à une étude systématique des alluvions. Cette analyse reste à faire.

Le secteur qui va du haut Glen Carron à Achnasheen constitue un échantillon de choix pour l'étude des phénomènes fluvio-glaciaires car à l'époque des glaciers de vallée, il formait une zone de confluence de plusieurs nappes de glace. Les grandes lignes de la reconstitution de Peach restent valables, même si Charlesworth a apporté quelques correctifs dans ses cartes récentes [90]. Emprunté par la glace provenant des montagnes de la région côtière de l'Ouest, le Strath Carron ne constituait pas un exutoire commode pour les glaciers issus des secteurs montagneux du Sud (West Monar Forest, Glen Carron Forest). Aussi ces derniers se trouvaient-ils défléchis vers le Nord-Est en suivant le haut Strath Bran. Mais ils ne tardaient pas à se heurter aux glaciers de Fannich Forest voyageant vers le Sud-Est avant de suivre le Strath Bran. Au point de rencontre, vers Achnasheen, subsistent de puissants volumes de dépôts fluvio-glaciaires qui forment de hautes terrasses spectaculaires dont les sommets plats contrastent avec les flancs raides et rectilignes. Ces talus de dissection dont la pente de 32 à 35° correspond à la limite d'éboulement des matériaux sont le plus souvent couverts de végétation et entaillé par des ravins morts qui ont parfois étalé de petits cônes sur les terrasses fluviatiles en dessous. Malgré l'aspect subanguleux ou mal roulé des cailloux, il ne saurait être question de considérer le matériel comme morainique. En effet : 1) les blocs sont absents et la fraction grossière supérieure à 35 cm est quasi-négligeable dans les coupes actuellement visibles. 2) les cailloux sont relativement homométriques. 3) il y a des bancs lités de sable fin limoneux qui atteignent jusqu'à 1 m d'épaisseur et dans lesquels peuvent

s'aligner des cailloux. La présence de « kettles » à la surface supérieure des terrasses montre, s'il en était besoin, que l'édification date d'un stade relativement tardif de fusion. Mais il fallait néanmoins que les glaciers puissent encore former une imposante barrière si l'on retient l'idée de Penck selon laquelle les dépôts fins de base seraient les restes d'un delta lacustre recouverts de cailloutis fluvio-glaciaires plus grossiers. Personnellement nous reconnaissons que cette hypothèse est très plausible compte tenu de la situation de confluence d'Achnasheen, mais nulle part il ne nous a été donné d'observer en coupe une sédimentation caractéristique de type deltaïque (ce qui ne signifie pas qu'elle n'existe pas).

Bien postérieurs sont les ravins et les gorges qui entaillent le côté sud-est du Glen Carron, car ils nécessitaient pour leur formation un dégagement complet de la glace occupant le versant. Ils introduisent une dissymétrie dans la morphologie de la vallée car ils sont beaucoup plus fréquents que sur le versant opposé. Ce fait ne peut s'expliquer que par une alimentation en eau de fonte grâce aux glaciers locaux adossés aux montagnes de Glencarron Forest. Tournés vers le Nord, ces organismes ont pu se maintenir assez longtemps.

La gorge du Glen Carron est plus énigmatique. Comme elle entaille non seulement la moraine mais la roche en place du fond de l'auge, elle pourrait passer tout simplement pour postglaciaire. Mais une telle interprétation soulève plusieurs objections. Cette gorge à parois raides ou même subverticales s'encaisse couramment de 5 m dans le gneiss et parfois de plus de 10 m, ce qui est peu compatible avec ce que l'on sait des valeurs de dissection postglaciaire en roche cohérente. En outre, comme certaines parois couvertes de végétation sont bordées par des restes de basses terrasses herbues, il faut imaginer que le creusement actuel est lent. Or la présence de gorges affluentes suspendues montre au contraire que l'érosion linéaire dans le talweg principal a été très rapide. Il y a donc de bonnes raisons de penser que la plus grande partie de la gorge du Glen Carron est l'œuvre d'un torrent sous-glaciaire pendant la glaciation de vallées ou pro-glaciaire au cours du retrait des glaces. Dans ce dernier cas, l'incision aurait débuté au cours de l'édification des grandes nappes fluvio-glaciaires de la région. Mais il est certain qu'elle s'est poursuivie après coup puisque les masses de cailloutis et de sables du Glen Carron sont disséquées en fonction du niveau de base local de la gorge.

Il est vrai qu'en certains cas, les relations d'altitude sont trompeuses. A Scardroy, par exemple, le verrou rocheux est formé d'une guirlande de collines irrégulières séparées les unes des autres par une série de passages relativement évasés et qui sont assez anciens. Or le sommet du remblaiement fluvio-glaciaire qui s'est fait en arrière du seuil est à une altitude nettement supérieure à celle des passages. Cette disposition apparemment curieuse peut s'expliquer en fait par le rôle d'obstacle que jouait la glace demeurant dans la cuvette du lac Beannacharain.

Nombreux sont les exemples de gorges qui présentent les apparences d'incisions postglaciaires mais qui en réalité sont plus anciennes. Ainsi dans la gorge qu'a créée la Black Water en entaillant les gneiss aux alentours des chutes de Rogie, les accumulations morainiques qui ne forment pourtant qu'un revêtement superficiel et peu épais à proximité, descendent assez bas vers le lit de la rivière. Même compte tenu de la nature du matériel — un gneiss en dalles plus ou moins diaclasé — il est impossible d'imputer à l'érosion linéaire postglaciaire la totalité du travail accompli. Le problème se pose en des termes analogues pour la gorge du Wester Fearn Burn. En contrebas d'un replat rocheux régulièrement incliné vers l'aval suivant une pente de 2-3°, une reprise d'érosion a provoqué la formation d'un encaissement brutal dans la roche en place (granite et gneiss). Il est clair que cette entaille avait débuté avant que ne disparaissent les glaciers, puisqu'un revêtement morainique beurre le versant de la gorge jusqu'à mi-pente et descend même en aval jusqu'au niveau du lit actuel. Ce n'est que dans le secteur de raccord avec le Dornoch Firth qu'on peut affirmer l'existence d'une dissection postglaciaire dans la moraine. Quant à la gorge de Corrieshalloch qui joint la vallée de l'Abhain Droma à l'auge du Strath More-Loch Broom, en s'enfonçant dans les gneiss en plaques, elle suit un talweg encore partiellement revêtu d'un manteau morainique. Le caractère polygénique de certaines gorges n'est pas douteux. Ainsi dans la partie supérieure de la rivière Lael, plusieurs cascades sont suivies par de courtes sections encaissées où une gorge à bords raides entaille franchement le gneiss sur plus de 10 m. A chacune de ces gorges récentes, fait suite vers l'aval un autre type de gorge bien différent où les rebords émousés sont en partie masqués par des accumulations morainiques qui descendent très bas.

Parfois les faits sont plus démonstratifs et permettent d'établir clairement la responsabilité des eaux de fonte dans le creusement vertical. Le verrou rugueux de gneiss qui dans le Strath Bran sépare le Loch Achanalt du Loch a' Chuilinn est découpé par une série de chenaux morts qu'il serait malvenu de qualifier de « secs » car ils sont occupés par la tourbe. L'origine sous-glaciaire et para-glaciaire de ces formes fait peu de doute. Dans la vallée de la rivière Glascarnoch, au verrou d'Aultguish Inn le modelé est encore plus caractéristique, car la gorge à bords verticaux ou subverticaux qui recoupe le gneiss est accompagnée par un chenal sec débouchant à mi-hauteur et par une banquette rocheuse recoupant à la corde un méandre encaissé. Un peu plus en aval, au Sud-Ouest de Garbat, la rivière qui a pris le nom de Black Water entaille curieusement le bas du versant dans le gneiss au lieu d'emprunter l'axe du talweg légèrement en contrebas. Cette inadaptation ne peut pas tenir au remblaiement morainique qui est mince. Elle semble plutôt avoir été initialement le fait d'une gorge para-glaciaire.

Les processus actuels.

Partout où on peut l'apprécier, l'efficacité des processus actuels d'évolution paraît assez modeste. Le creusement vertical est souvent bloqué par la présence dans les fonds de vallée des blocs morainiques ou encore des gros cailloux des nappes fluvio-glaciaires qui dépassent la compétence des cours d'eau actuels, même en période de crue. L'action principale des ruisseaux et des rivières se résume en un lessivage de la fraction fine (sables) ou moyenne (graviers et cailloutis) des accumulations déposées en climat froid. Quant aux sections de gorge, elles connaissent semble-t-il une vitesse d'incision assez lente en général, si l'on tient compte des observations précédentes qui font état d'un creusement avant tout fluvio-glaciaire. Les gneiss se prêtent assez mal à une rapide érosion linéaire, car le réseau de diaclases utilisables y est assez peu étoffé.

Il faut des conditions particulières de fracturation tectonique du matériel pour assister à des changements plus notables. Les ravins et les gorges qui scient le versant sud-est de l'auge du Strath Conon supérieur peuvent à cet égard servir d'exemples. Dans l'enchevêtrement des plans de fractures et de diaclases qui recoupent les dalles de gneiss inclinées vers le Sud-Est, l'Allt Gleadhrach a pu façonner une profonde gorge de raccordement sur laquelle se branchent des ravins adjacents. Au moins dans la partie moyenne, la gorge est en pleine évolution. On y voit sur les versants, des pans rocheux entiers en voie de détachement et des cicatrices laissées par les volumes éboulés récemment. Le cours d'eau gêné par l'afflux local de ce matériel anguleux qui le repousse sur une rive, n'a pas réussi à évacuer tous les débris en nettoyant son talweg. Cela ne saurait toutefois constituer un handicap très durable car les fragments sont le plus souvent de taille assez réduite.

Dans le matériel fragile des gneiss brisés, il fallait peu de choses pour rompre l'équilibre des versants et l'action de l'homme a provoqué par endroits le déclenchement d'une érosion des sols bien caractéristique. Ainsi le déboisement d'une partie du versant sud-est du Strath Conon consécutif à une incendie de conifères a exposé la pente au ruissellement *(photo 26)*. Rapidement, l'attaque de l'érosion linéaire s'est concentrée au sommet du placage latéral de moraines et d'éboulis, au pied d'abrupts rocheux. Le ravin a vite pris d'amples proportions en s'élargissant dans la masse terreuse et peu perméable au sein de laquelle sont noyés les cailloux. Puis à la faveur de la concentration hydrographique ainsi réalisée, l'incision est remontée et a gagné la roche en place en utilisant les zones de faiblesse. Ainsi est né le ravin représenté sur la photo 26. Très étroit dans le gneiss, il atteint une dizaine de mètres de largeur en contrebas. Il est ramoné de temps à autre par un ravinement torrentiel qui a fait cheminer une masse de caillasse anguleuse et a provoqué ainsi l'édification d'une ébauche de cône de déjection. Ce ravin actuel est parallèle à un ravin plus ancien qui fut probablement éteint lors du reboisement et qui fonctionne de nouveau comme trop-plein pour évacuer une partie du matériel. D'autres ravinements élémentaires sur le versant, même dans des secteurs qui n'ont pas souffert du déboisement, montrent la fragilité de cette paroi d'auge recouverte pourtant d'un tapis herbacé piqueté de bouleaux.

En montagne, même sans intervention humaine, beaucoup de versants taillés dans des matériaux qui ne sont pas particulièrement fragiles ne sont pourtant pas encore stabilisés. Les escarpements qui recoupent à l'emporte-pièce les éléments de hauts plateaux du B. Dearg ont beaucoup évolué au Quaternaire froid surtout quand ils étaient exposés à l'Est et au Nord. Mais l'évolution se poursuit encore de nos jours en nourrissant des éboulis qui restent fonctionnels. C'est vrai surtout des profondes échancrures qui forment la tête de couloirs d'éboulis : la réalité du recul est attestée par la destruction à ces endroits d'un gigantesque mur de clôture en pierres.

Pourtant ces parties supérieures de versants sont sèches, l'eau s'infiltrant entre les innombrables débris grossiers des dalles et des plaques de gneiss. C'est aux processus de gélivation et accessoirement au déblaiement par les avalanches printanières qu'il faut faire appel pour comprendre la fraîcheur des parois rocheuses et des débris qui sont au pied.

Sur les plus hauts sommets, les processus périglaciaires continuent d'agir présentement, mais de façon modérée. Dans les champs de pierrailles qui couvrent les parties supérieures des montagnes gneissiques, il n'est pas rare d'observer des cassures fraîches parmi les cailloux éclatés. Par contre, au Ben Wyvis, le sommet étant presque totalement colonisé par la végétation (la mousse notamment) ce n'est que sur les bordures qu'on observe des faits analogues. Les multiples formes sous lesquelles se manifestent les phénomènes périglaciaires qui ont été cartographiés en détail par R. W. Galloway [155] sont en grande partie mortes. Néanmoins sur les pentes méridionales du Tom a' Choinnich on peut noter des coulées de blocailles et de dalles mesurant plusieurs dizaines de mètres de long et quelques mètres de large qui sont encore actives par opposition à d'autres coulées anciennes recouvertes de mousse. Il s'agit du reste d'une forme de transport résiduelle car la fourniture actuelle de débris est assez déficiente.

Aux actions mécaniques, il convient d'ajouter le rôle des processus physico-chimiques d'altération dans des roches plus sensibles que le gneiss. Nous avons déjà signalé plus haut la décomposition naissante qui s'attaquait au granite de Fearn et au gneiss œillé d'Inchbae.

2. — LES HAUTES MONTAGNES DE LA PARTIE CENTRE-SUD

Depuis la latitude de Scardroy — c'est-à-dire depuis une ligne joignant le Glen Carron au Beauly Firth — jusqu'à celle du Loch Eil et de Fort-William, le relief du Mainland est constitué par une alternance de hautes montagnes et de profondes vallées. Nous avons là sans aucun doute la plus importante zone montagneuse d'un seul tenant existant en Ecosse du Nord-Ouest.

A l'Ouest, elle arrive à proximité immédiate de la côte en épargnant seulement une étroite bande de plateaux. Parfois les montagnes débouchent même directement sur la mer à la faveur d'une vallée ennoyée, comme le Loch Duich que dominent les Five Sisters.

A l'Est, une bande massive de plateaux s'intercale entre les montagnes et le sillon du Grand Glen, au moins jusqu'au Glen Moriston. La limite entre ces deux types de paysages qui s'opposent aussi bien par leur altitude que par leur système de pentes, est parfaitement définie. Quelquefois, elle correspond à une grande faille : ainsi la vallée rectiligne du Strath Glass sépare les deux domaines. Mais le plus souvent, les plateaux viennent brutalement s'arrêter au pied des montagnes de manière inattendue, sans qu'apparemment une ligne structurale guide le contact. Il est vrai que pour G. P. Leedal les oppositions de paysages sont le reflet des différences tectoniques à l'intérieur des roches métamorphiques moiniennes [266]. A l'Ouest d'une ligne jalonnée par des intrusions tardives, les schistes cristallins sont très redressés et la topographie est heurtée et élevée. A l'Est de cette même ligne, gneiss psammitiques et pélitiques sont faiblement inclinés et la topographie est beaucoup plus calme et plus basse. Cette relation est en gros correcte, mais il ne faut pas y voir l'effet d'une causalité directe : c'est l'ampleur de la pénétration de la surface d'érosion intermédiaire et des aplanissements plus récents qui a conditionné l'extension du domaine montagneux.

Plus au Sud, au-delà du L. Garry, la bande de plateaux accompagnant le Loch Ness disparaît et les montagnes de l'Ecosse du Nord-Ouest rejoignent directement celles de l'Ecosse de l'Est en matérialisant ainsi le changement radical de direction de la ligne principale de partage des drainages de la Mer du Nord et de l'Atlantique. Le Grand Glen n'est plus alors qu'une étroite coupure sauvage utilisée par le Loch Lochy. Mais bien vite apparaissent de nouveau, aux environs de Speanbridge, des bas plateaux qui délimitent clairement le triangle de l'Ecosse du Nord-Ouest.

Cette importante zone de montagnes élevées qui couvre la partie sud du Ross-shire et une bonne part de l'Inverness-shire traduit, comme le bloc des Grampians situé plus à l'Est, l'ampleur du soulèvement d'ensemble qui a affecté les Highlands au Tertiaire. Mais toute l'originalité morphologique de ce secteur montagneux par rapport à l'Ecosse orientale provient de ce que le volume saillant y a subi une dissection très profonde, car il bénéficiait à la fois des grandioses dénivellations créées par la proximité du niveau de base marin et de précipitations énormes qui se classent parmi les plus abondantes d'Europe. Ainsi le relief qui présente du reste d'étroites analogies avec celui décrit par C. A. Cotton en Nouvelle-Zélande [111], est-il beaucoup plus aéré que celui des Grampians et le volume occupé par les vallées est sans commune mesure avec celui qu'on trouve en Ecosse orientale. Si l'épithète de « relief en creux » peut s'appliquer à beaucoup de régions des Highlands de l'Est, ici elle est dépourvue de signification.

a. Le problème des restes d'aplanissements

Dans un paysage où les sommets montagneux sont le plus souvent réduits à d'étroites lanières ou même parfois à de minces crêtes aiguës, il est vain de vouloir reconstituer, et *a fortiori* de cartographier, les restes de surfaces d'aplanissement les plus anciennes. En effet, non seulement les vestiges épars sont petits, discontinus et dépourvus de dépôts corrélatifs, mais leur altitude varie à cause des déformations ultérieures. Cette tentative hasardeuse aurait donc toutes chances de se solder par un échec si elle était conduite de manière systématique.

Y renoncer ne signifie pas qu'il faille abandonner toute observation concernant les aplanissements, car de l'analyse des restes encore visibles on peut tirer quelques enseignements précieux, notamment au sujet de la mise en place du volume montagneux. Voilà pourquoi il est moins paradoxal qu'il ne le paraît de commencer l'analyse de cette région montagneuse par l'étude des éléments de surfaces d'érosion qui s'y trouvent encore présents.

Nul ne peut sérieusement songer à nier l'existence de restes d'aplanissements perchés à des altitudes parfois considérables en plein cœur de la zone montagneuse. Dans Glen Garry Forest, le sommet semi-circulaire du Meall a' Choire Ghlais et son voisin très calme le Meall Odhar forment les vestiges indiscutables d'une ancienne surface topographique d'érosion culminant actuellement vers 840-860 m et qui se retrouve sur certaines montagnes de l'autre côté du Grand Glen. Dans Ceannacroc Forest, secteur situé pourtant plus à l'Ouest et soumis

PHOTO 26. — *Un exemple de ravinement actuel.*
Naissance d'un ravin à la base des escarpements de gneiss et au sommet des éboulis sur un versant déboisé par un incendie. Versant sud-est du Strathconon.

PHOTO 27. — *Le versant nord du Glen More à l'Ouest de Ratagan.*
Vue vers le NNE. De gauche à droite : la topographie rigide et régulière des gneiss du B. a' Chuirn; l'ensellement central de syénite où l'incision des vallons est plus poussée; le modelé un peu plus irrégulier d'adamellite du Druim Sgurr nan Cabar.

de ce fait à une dissection plus intense, les éléments d'une vieille topographie d'aplanissement désormais perchée n'ont pas disparu.

Il est facile de voir en montant au Càrn Ghluasaid, au Nord du Loch Cluanie, comment une indéniable unité lie sur 5-6 km les sommets à peine onduleux des différentes montagnes qui recoupent les bancs redressés des schistes cristallins vers 970-1 000 m. Ces restes d'ancien plateau sont dominés par quelques pyramides résiduelles assez lourdes (ex. : Sgurr nan Conbhairean). Un paysage identique se retrouve à des altitudes voisines vers l'Ouest dans Kintail Forest et vers le Sud-Est dans Cluanie Forest. Dans ce dernier secteur, on aperçoit très bien les deux types de formes sommitales : 1) des croupes qui en dépit de leur altitude fort élevée ont un sommet remarquablement tranquille permettant de les assimiler à des résidus de plateaux; 2) des reliefs dominant lourdement les échines précédentes par de longs versants rectilignes et peu redressés. Le premier type est représenté au Nord-Ouest du Creag a' Mhaim, le second au Maol Chinn Dearg et à l'Ouest. Il en est de même pour les hauteurs encadrant le Glen Affric. Au Nord en particulier, de longs témoins parfaitement réguliers — celui qui est compris entre le Gleann Sithidh et le Gleann a' Choilich ne varie du Nord au Sud que de quelques mètres sur trois kilomètres — permettent d'identifier un ancien plateau assez fortement basculé, puisque son altitude augmente de 100 m d'Est en Ouest (890 à 990 m) sur une distance horizontale de 17 km environ.

On est évidemment tenté de faire de tous ces vieux vestiges de plateau les restes plus ou moins gauchis de la « surface supérieure » repérée dans les autres régions de l'Ecosse septentrionale. L'altitude ne serait pas tellement plus considérable et les relations morphologiques entre les lourdes pyramides et les piédestaux qui les supportent rappelleraient de très près celles qui ont été notées ailleurs. Mais si l'hypothèse est certainement très plausible, elle est difficile à étayer par des preuves solides. Le problème est du reste encore compliqué par la présence d'un autre niveau d'érosion qui apparaît ou bien sous forme d'une banquette en contrebas des hauts sommets ou encore sous forme d'éléments de plateau d'altitude généralement comprise entre 700 et 750 m. Cet aplanissement s'observe par exemple au Nord-Est du Loch Duich de part et d'autre du Glen Affric et dans Glencannich Forest.

Ce qu'il faut exclure en tout cas c'est la possibilité d'interpréter les restes les plus élevés de topographie calme coiffant les montagnes comme des vestiges de la surface intermédiaire. Deux arguments s'y opposent :

1) La valeur de l'altitude supposerait une déformation d'une ampleur beaucoup trop considérable et incompatible avec des mouvements d'exhaussement d'ensemble sans failles.

2) Des témoins irrécusables de cette surface intermédiaire sont observables sur les bordures de la zone montagneuse, aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest. Or ils se traduisent par des plateaux qui rentrent brusquement en contact avec les pourtours des montagnes sans beaucoup pénétrer à l'intérieur. Que ce soit sur les plateaux qui débutent brutalement à l'Est du Sgurr na Lapaich, sur les hauteurs massives qui dominent le Loch Duich au Nord, ou encore sur les croupes monotones de Glengarry Forest, les formes permettant d'identifier la surface intermédiaire sont parfaitement reconnaissables et l'altitude ne dépasse guère 550-560 m au maximum. Le doute n'est donc pas permis : les vestiges de haute surface présents dans la zone montagneuse appartiennent à un cycle antérieur, probablement à celui de la « surface supérieure ».

Ce fait est capital car nous savons par ailleurs — et la démonstration en sera faite dans le chapitre suivant — que la surface intermédiaire est postérieure aux coulées basaltiques qu'elle recoupe mais antérieure à certains mouvements de déformation plus ou moins accentués suivant les lieux. Il faut donc en conclure que l'essentiel du volume montagneux était déjà mis en place au moment où s'est élaborée la surface intemédiaire, c'est-à-dire vers le milieu du Tertiaire. L'exhaussement de la partie sud du Mainland dont nous avons fait état dans la première partie de ce chapitre a eu lieu après coup, mais c'est une déformation relativement modérée par rapport au mouvement positif de grande ampleur qui a imprimé au Mainland sa dissymétrie caractéristique. A première vue, il semble logique d'établir une relation entre ce mouvement positif et les éruptions volcaniques du début du Tertiaire, ne serait ce qu'en appliquant au Minch et au Mainland la loi de compensation approchée des volumes de Fourmarier.

Quant aux niveaux d'aplanissement plus récents, pliocène et écossais, on ne les trouve que sur les bordures. Comme à l'ordinaire, le niveau pliocène accompagne les grands axes hydrographiques au moins dans leur partie inférieure. Etant donné que les principales vallées sont orientées vers l'Est, c'est de ce côté qu'il faut le chercher. Il remonte assez haut le long du Glen Moriston, suit fidèlement le Loch Garry et une partie du Glen Garry. Par contre, il est absent des pourtours du Loch Arkaig plus engagé dans le domaine montagnard. C'est surtout entre Speanbridge et Fort-William, au pied du Ben Nevis, donc au-delà du Grand Glen, qu'il pris un large développement sous la forme d'un magnifique plateau bas tronquant des roches variées par un plan très régulier. La profondeur de l'étroite et sauvage gorge que la rivière Spean y inscrit, 75 m environ, mesure en gros la valeur du creusement vertical depuis le Pliocène. La constitution de ce niveau d'érosion a rencontré là des conditions exceptionnellement favorables avec la confluence des deux grandes vallées de la rivière Lochy et et du Glean Spean et accessoirement avec la présence d'une large bande de roches brisées par le décrochement

du Glen More. Johnstone a en effet confirmé qu'entre le Loch Eil et Tor Castle la zone de broyage mesurait plus de 2 km [240].

Bien que ne pénétrant pas dans la zone montagneuse, l'aplanissement écossais offre néanmoins un certain intérêt. Tout d'abord, il souligne, une fois de plus, par un contact brutal la netteté de la limite qui sépare les montagnes des plateaux environnants. Ce fait est observable à l'Ouest et à l'Est. Ainsi au Sud-Est du Loch Carron, le plateau d'érosion tabulaire dans lequel s'encaisse le Glen Ling puis le Loch Long vient buter vers le Sud et vers l'Est contre les pentes raides qui mènent au massif montagneux de Killilan Forest. Il y a là un type de bordure aisément reconnaissable que l'on retrouve du côté oriental, au contact avec la large bande de plateaux accompagnant le Loch Ness. Il arrive que de grandes vallées orientées par la structure, comme le Strath Glass, épousent la limite des deux paysages et nuisent par leur creusement à la netteté du front montagneux. Mais plus au Sud, depuis le bassin du Glen Moriston jusqu'à celui du Loch Garry, on voit parfaitement le knick bordier signalé en bien d'autres secteurs du Mainland. Que ce soit le large interfluve plat séparant le Glen Loyne du Glen Garry, sur la banquette qui suit le Loch Garry et le Glen Garry au Sud ou encore sur les croupes à sommet très régulier entourant Ceannacroc Lodge, on a toujours la même topographie calme directement en contrebas des versants raides conduisant aux montagnes ou à des plateaux plus élevés. La nouvelle route créée depuis la construction du barrage de Cluanie pour joindre le Glen Moriston au Glen Garry, permet de voir combien est brusque l'angle qui dans les gneiss sépare les montagnes des bas plateaux de Ceannacroc Forest. Sur plusieurs kilomètres il est jalonné par un véritable abrupt de plus de 150 m de haut. Le même type de contact se retrouve en plus atténué au Sud du Glen Moriston dans la partie est du Bunloinn Forest.

Il est à noter que la répartition géographique de cet aplanissement écossais n'appartient pas au hasard. Dans les grandes vallées qui furent déjà préfigurées à cette époque. (Glen Moriston, Glen Garry), le développement fut parfois conditionné par l'existence de grands traits structuraux : failles de direction ouest-est et nord-est-sud-ouest ou même lithologie différente.

Ainsi, c'est d'une véritable cuvette d'érosion différentielle (limitée du reste au Nord-Ouest par la grande faille du Strath Glass) qu'il faudrait parler aux environs de Ceannocroc Lodge, immédiatement au Nord du Glen Moriston. En nivelant des gneiss hétérogènes peu résistants, l'aplanissement a mis en valeur un grand creux tourbeux tapissé de moraine de fond et dominé par une demi-couronne de hautes croupes de leptynite ordinaire. La nature du gneiss en creux est assez variable, car la proportion des zones claires, riches en quartz et des bandes sombres micacées varie beaucoup d'un point à l'autre. Deux traits courants sont à retenir pour expliquer la sensibilité du matériel rocheux à l'altération : d'une part l'importance des éléments foncés et notamment de la hornblende qui peut atteindre des pourcentages très élevés; d'autre part et surtout la disposition des baguettes de hornblende en lits bien marqués qui rendent la roche très fissile en multipliant les plans de faiblesse le long desquels progresse la décomposition. Bien que ce ne soit pas toujours le cas, il arrive que la roche se réduise à une série de plaquettes friables dans une masse brunâtre décomposée. L'absence de massivité est certainement le facteur de fragilité essentiel, comme nous l'avions déjà remarqué à propos d'autres gneiss à hornblende dans le Nord du Mainland. En tout cas, la place occupée ici par cette catégorie pétrographique dans l'échelle de résistance n'a rien de surprenant.

b. Le rôle de la lithologie

Si les différences lithologiques à l'intérieur du socle ont pu être mises en valeur en certains secteurs de bordure grâce à la présence d'aplanissements assez récents, elle n'offrent pour l'organisation du relief montagneux proprement dit qu'un intérêt limité, en raison de la vigueur de l'érosion linéaire.

Précisons tout de suite que les véritables bassins intra-montagneux d'origine structurale sont rares et qu'en général la lithologie commande plus les nuances du modelé que les oppositions majeures du relief.

Les gneiss pélitiques.

Autant qu'on puisse en juger d'après les quelques régions pour lesquelles la géologie a été levée et cartographiée en détail, il semble que les gneiss pélitiques gardent leur place prééminente dans le relief montagneux par rapport aux leptynites courantes du Moinien.

Dans les environs du Loch Monar, les roches que Peach décrit comme des gneiss à deux micas abondamment lardés de pegmatites [336] sont le plus souvent en saillie dans l'ensemble du Moinien. La crête d'An Riabhachan qui rejoint le Sgùrr na Lapaich par une série de sommets élevés et étroits jonchés de débris anguleux dus à la gélivation est un bon exemple de ces hauts reliefs micaschisteux dont l'origine reste assez énigmatique. On voit mal, en effet, ce qui pourrait jutifier la résistance de ces roches par rapport à celle des gneiss psammitiques environnants. Non seulement elles ont plus souffert du Quaternaire froid que les leptynites, parce que

plus gélives, mais encore elles se désagrègent maintenant dans cette montagne plus facilement sous forme de débris fins et terreux. Il faudrait donc remonter à une période de climat tropical donc nécessairement très reculée pour rendre compte de ces faits. Mais du même coup une difficulté surgit : comment ont pu se conserver ces formes très anciennes qui constituent des témoins de la surface supérieure ou même des reliefs résiduels au-dessus de cette surface ?

Dans la partie du district de Kintail cartographiée par T.N. Clifford [95], on peut remarquer que là aussi les sommets les plus élevés sont sculptés dans un groupe de gneiss pélitiques et de micaschistes à grenats : c'est le cas du Sgùrr an Airgid et surtout de la lourde échine du Sgùman Còinntich qui domine les restes de hauts plateaux nivelés du B. Kililan et des environs. Le problème de la résistance du Moinien pélitique semble donc assez général dans toute l'Ecosse du Nord-Ouest, d'autant que des levés géologiques sommaires ont permis de constater que les hautes montagnes comprises entre le Loch Duich, le Loch Affric et la tête du Loch Shiel étaient, pour la plus grande part, taillées dans ce type de roche.

Les intrusions calédoniennes.

Du point de vue morphologique, il est intéressant d'analyser le rôle que jouent les intrusions calédoniennes tardives localisées d'après G.P. Leedal à la charnière des deux provinces tectoniques du Moinien (voir plus haut). Aux deux extrémités du chapelet d'intrusions orienté NE-SW, se trouvent des batholites granitiques : au Nord celui de Cluanie, au Sud, celui du Morvern-Strontian qui sera étudié ultérieurement. Dans l'intervalle se placent des intrusions moins acides ou franchement basiques qui sont pour Leedal situées un peu à l'écart de la ligne de changement de style tectonique [266]. Parmi elles, retenons pour le moment l'intrusion de diorite et de granite associés du Glen Loy.

Les deux masses intrusives de Cluanie et du Glen Loy se traduisent chacune dans la topographie par un creux. Mais, répétons-le, la vigueur du creusement vertical n'a guère permis une bonne exploitation des contrastes lithologiques du socle.

A *Cluanie,* il s'agit d'une cuvette assez mal dessinée que traverse de part en part le Glen Moriston supérieur où repose le loch Cluanie. Dans toute la moitié septentrionale du batholite, c'est-à-dire au Nord du lac, le granite occupe une position nettement déprimée par rapport à une demi-couronne de hauteurs de gneiss. Mais à l'exception du flanc sud-est du Càrn Ghluasaid où un escarpement marque le contact, les limites pourtant tranchées d'affleurements se traduisent plus dans les couleurs que dans le détail des formes. La descente vers le lac se fait par un versant irrégulier formé d'une succession de parois rocheuses nues obliques qui coïncident avec les grands plans de diaclases traversant l'intrusion.

Du côté sud, les relations morphologiques ne sont pas aussi simples, car le granite monte à l'assaut du B. Loinne et peut même localement dominer les plateaux de gneiss encaissant du pourtour. Le versant méridional de la vallée du Loch Cluanie est du reste plus long, plus simple mais aussi plus raide que celui qui lui fait face. Cette dissymétrie de la vallée traduit donc une certaine différence de comportement entre les roches de la bordure sud de l'intrusion et les autres granites.

A première vue, les granites de la cuvette semblent assez résistants. L'examen des belles et longues coupes fraîches que donne la carrière creusée pour la construction du barrage non loin de l'axe de la vallée, révèle que la roche est traversée par un réseau de diaclases d'une densité très inégale mais qui n'à rien d'excessif (médiane = 6 au mètre). Certes, le long de ces plans redressés l'altération peut pénétrer fort loin (10 m et plus) mais les volumes intermédiaires semblent être restés sains, du moins les plus gros.

En fait, on ne peut pas se fier uniquement à cette profonde carrière car si l'on jette un coup d'œil sur les nombreuses coupes plus superficielles qui furent dégagées au cours du creusement de la nouvelle route, on constate que la roche est fréquemment altérée et fragilisée suivant les joints au point de prendre parfois l'allure d'un assemblage de dalles ou de plaquettes anguleuses. Il arrive même que la décomposition se fasse dans la masse en libérant une arène grossière. La forme d'altération la plus courante est celle qui donne naissance, dans un granite qui s'effrite à des esquilles de quelques centimètres de long, fines au bord et renflées au centre (épaisseur de l'ordre du centimètre). Une telle desquamation ne peut se produire que dans une roche relativement sensible aux processus physico-chimiques d'altération. Décomposition et désagrégation ne datent pas d'ailleurs forcément en totalité de la période postglaciaire. Il est significatif par exemple que sous la moraine de fond le contact apparaisse mal entre la roche en place et les alluvions glaciaires, tant est progressif le passage des volumes décomposés *in situ* aux cailloux et à l'arène repris dans le transport. On comprend dans ces conditions, pourquoi les galets du Glen Moriston qui dérivent directement du manteau morainique sont nettement mieux roulés dans la catégorie des granites que dans celle des gneiss et même dans celle des micaschistes *(fig. 113)*. Les micaschistes facilement débités par le gel ont fourni une grande abondance de cailloux assez grands, étroits et plats. L'émoussé est variable car si les angles ont été assez rapidement usés, il y avait des

risques de recassure. Les gneiss donnent des galets un peu plus petits mais en majorité subanguleux ou mal arrondis. Enfin, les cailloux de granite ont un émoussé nettement supérieur aux deux catégories précédentes mais une taille sensiblement plus faible. Ces deux caractères n'ont pu être acquis au cours d'un transport nécessairement limité; ils traduisent en fait le rôle prépondérant joué par la décomposition qui a précédé la la prise en charge.

L'examen pétrographique montre que nous avons affaire dans la partie en creux de l'intrusion à une roche intermédiaire entre les granites à hornblende et les granodiorites. Si le pourcentage des éléments ferro-magnésiens, hornblende et biotite, est assez faible; si le quartz sous forme de phénocristaux et de plages finement grenues compte pour plus du quart dans le total, les plagioclases en revanche sont extrêmement abondants et occupent près des 2/3 de l'ensemble. En outre, la roche est défavorisée par son intense microfissuration et son grain grossier. A propos de ce granite, il est intéressant de signaler les résultats obtenus au cours d'une expérience d'altération artificielle qui fut conduite au C.R.P.G. de Nancy par les soins de H. de La Roche. Cette expérience portant sur quelques granites a duré environ 7 mois (22 mai 1959 - 7 janvier 1960). Elle s'est effectuée dans les conditions suivantes. Un échantillon de 200 g environ fut réduit en fragments irréguliers de 1 à 2 cm avant d'être placé dans un ballon de 1 000 cm^3 pour subir une immersion permanente dans l'eau distillée renouvelée chaque jour. Les eaux de lessivage étaient collectées chaque semaine et évaporées afin de recueillir et de concentrer les sels libérés par l'altération. Malheureusement dans le dosage final, il est nécessaire de faire intervenir en plus des éléments provenant de la roche et entrainés, ceux qui peuvent avoir été cédés par la verrerie ou éventuellement ceux qui sont issus des impuretés de l'eau.

Il convient donc d'interpréter les résultats avec discernement, surtout ceux qui concernent les pertes en sodium et en potassium :

Poids de l'échantillon (g)

Début de l'expérience	fin de l'expérience	Différence
214,1143	213,4065	0,7078

Analyse chimique effectuée sur les 1 100 cc de la solution recueillie après expérience (mg)

SiO_2	3,36	Mg O	2,24		
Al_2O_3	néant	Ca O	37,90	TiO_2	néant
Fe_2O_3	néant	Na_2O	6,6	P_2O_5	5,77
Mn O	néant	K_2O	3,3		

Compte tenu du laps de temps très court, les pertes en solution sont considérables pour Ca O et sensibles pour Mg O.

Par opposition au granite, le gneiss clair du pourtour du batholite — au Càrn Ghluasaid par exemple — apparaît comme formé essentiellement de quartz et de muscovite. Les feldspaths comptent très peu. Les cristaux sont souvent fissurés, mais le grain moyen ou fin ne favorise pas la pénétration de l'altération. Ce gneiss est du reste traversé en certains endroits par des lits quartzeux ou pegmatitiques qui semblent l'indurer.

Reste à expliquer le comportement apparemment aberrant du granite sur le bord sud de l'intrusion. La résistance locale de la roche ne peut pas tenir uniquement à une composition minéralogique plus favorable car les différences avec le reste du batholite ne sont pas fondamentales. Certes elle est un peu plus pauvre en plagioclases, plus riche en feldspaths potassiques, mais sa proportion de minéraux ferro-magnésiens s'accroit aussi et la rend finalement un peu plus basique. Comme la micro-fissuration est à peu près aussi forte qu'ailleurs, il faut bien rechercher d'autres causes. Deux changements nous semblent significatifs. D'une part la disparition des gros phénocristaux qui rend le grain plus petit, moyen ou même fin parfois. D'autre part, en dépit d'une structure nettement orientée en quelques points du B. Loinne, la densité des diaclases devient plus faible au total. L'abondance de grandes parois nues de roches extrêmement massives est frappante dans le paysage. Sur plusieurs mètres consécutifs quelquefois, il n'y a pas une seule ouverture. Le chiffre de 2 diaclases au mètre qui reflète d'ailleurs ici plus une moyenne qu'une médiane est éloquent.

Dans *le Glen Loy,* au Nord de Fort-William, on ne peut même plus parler de cuvette d'érosion différentielle. C'est un simple élargissement de la vallée dans la diorite à partir du verrou de gneiss à 1 kilomètre en amont d'Inverskilavulin. Que cette partie large et évasée de la vallée traduise l'action de l'érosion différentielle dans le socle fait peu de doute, mais il faut reconnaitre que les traits majeurs de la morphologie de ce secteur profondément disséqué ne sont guère affectés par la présence de l'intrusion. Là encore, les alluvions du lit de la rivière

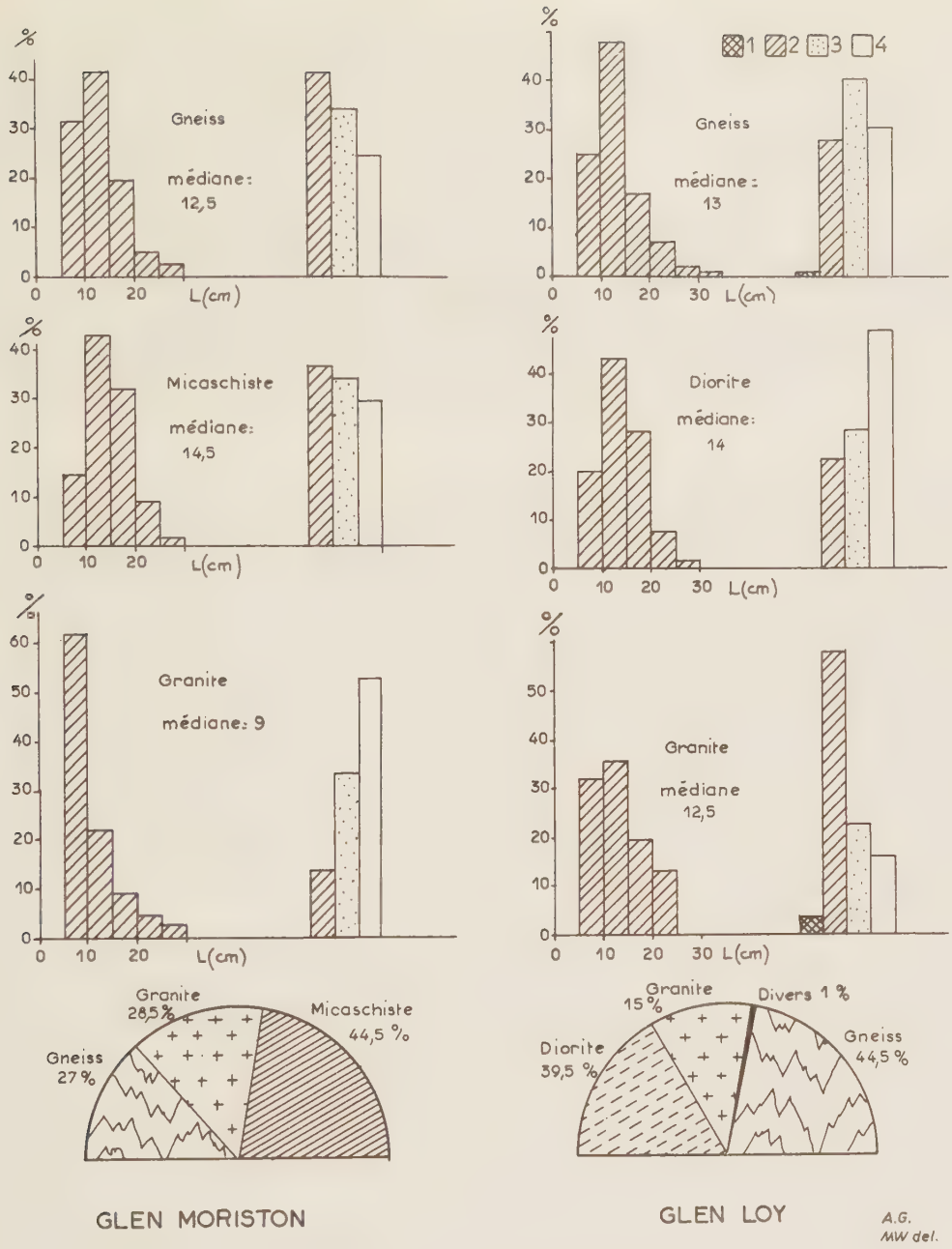


Fig. 113. — *Nature lithologique, taille et émoussés « à vue » des alluvions du Glen Moriston (en aval du Loch Cluanie) et du Glen Loy (au Nord de Fort-William).*

1 : anguleux; 2 : subanguleux; 3 : mal arrondis; 4 : bien arrondis. Seuls ont été dénombrés les galets de plus de 50 mm de longueur.

qui proviennent directement de la moraine, peuvent fournir un témoignage intéressant *(fig. 113)*. Au moins pour les cailloux supérieurs à 5 cm, les différences de fréquence statistique des émoussés et des tailles en rapport avec la nature lithologique sont assez instructives. Si les galets de diorite sont de beaucoup les mieux arrondis et souvent plus aux grandes tailles qu'aux petites pour lesquelles il y a eu fractionnement, c'est qu'ils dérivent de volumes ayant subi une décomposition avant leur prise en charge. Par contre, les granites plus acides du bord sud du batholite ont donné naissance à des débris de taille médiocre et de forme subanguleuse. Ces caractères peuvent résulter du débitage par le gel d'une roche résistante mais assez diaclasée. De toute évidence, l'action prépondérante a été mécanique dans ce cas. Quant aux cailloux de gneiss de la nappe alluviale, ils occupent par leurs caractères une position intermédiaire entre les deux roches précédentes.

c. Les « auges de ligne de faille »

Si les différences lithologiques à l'intérieur du socle n'interviennent que timidement dans le relief des hautes montagnes, soit dans le détail du modelé, soit épisodiquement par un accident local, en revanche la tectonique joue un rôle considérable quoiqu'indirect. En effet, l'existence d'un réseau de puissantes lignes de failles a exercé une influence déterminante et parfois tyrannique sur l'implantation géographique des principales vallées au fur et à mesure que progressait la dissection du volume montagneux. Les glaciers n'ont fait qu'accentuer les contrastes, souligner le caractère rigide des entailles en utilisant précisément les masses quelquefois très importantes de roches broyées. Ce n'est pas le hasard pur ou une simple coïncidence si les directions des grandes vallées obéissent toutes à deux orientations NE-SW et W-E et si les tracés sont en même temps très rectilignes. Nous retrouvons là les caractéristiques d'un réseau tectonique où des failles se branchent obliquement sur de grands décrochements latéraux. Les plus beaux exemples d'auges glaciaires sont justement localisés le long des principaux accidents qui s'orientent du Nord-Est au Sud-Ouest.

Le Strath Glass.

Le Strath Glass, au contact des montagnes avec les plateaux du Loch Ness, et un excellent exemple d'auge remarquablement rectiligne et bien calibrée qui épouse le tracé d'un long décrochement horizontal parallèle à celui du Glen More. Sur plus de 17 km, de Tomich à Erchless Castle, il se suit sous forme d'une belle vallée à fond plat et à versants raides. A partir de Kerrow Ho sur une distance de 13 km la largeur se tient constamment aux environs de 600 m. Ces caractères originaux ne peuvent s'expliquer que par l'utilisation d'une grande ligne de fracture avec exploitation du volume de roches broyées par une rivière préglaciaire d'abord, et par l'action de déblaiement des glaciers ensuite.

La ligne de faille qui a guidé le creusement de la vallée est bien visible dans le vallon d'Erchless Burn, affluent prolongeant au Nord, au-delà du coude d'Erchless Castle, la direction suivie par le Strath Glass. Le gneiss qui affleure dans le fond est si friable et profondément altéré qu'il ne libère que des fragments de petite taille, esquilles irrégulières et anguleuses. Comparée aux schistes cristallins fissiles mais modérément diaclasés qui s'observent à quelques kilomètres plus à l'Est dans des carrières, la roche apparaît intensément brisée et divisée. En dépit de sa richesse en quartz et de son grain fin, elle a subi une altération intense qui a profité de l'écrasement des minéraux. Ainsi s'éclaire la valeur de la porosité anormalement élevée pour une roche cristalline et du même coup l'importance des pertes dans le traitement artificiel d'alternances de gel-dégel auquel nous l'avons soumise. (Tablau IX).

Il y a tout lieu de penser que pour cette auge de ligne de faille l'érosion glaciaire a débordé les limites de la zone de broyage, car dans le matériel assez homogène de leptynites moiniennes, l'inclinaison des plans de feuilletage vers le Sud-Est imprime à la morphologie des traits non équivoques. Non seulement les versants sont d'ordinaire dissymétriques — aux parois sud-est rocheuses et nues bordées de rares éboulis s'opposent les pentes nord-ouest moins raides et en partie couvertes d'un manteau morainique — mais les vallons affluents n'ayant pas acquis le même stade d'évolution, n'ont pas la même forme de chaque côté. Au Nord-Ouest, l'incision est à peine commencée et les ruisseaux débouchent dans la vallée principale par une série de hautes cascades. Le Glass Burn par exemple a tout juste dégagé le revêtement de moraine et s'attaque timidement au gneiss sous-jacent qui n'est pourtant pas particulièrement résistant. Mais les dalles fortement inclinées dans le sens du versant de l'auge n'ont pas été favorables à un travail efficace du torrent, qu'il soit fluvio-glaciaire ou post-glaciaire. L'action se limite au détachement de quelques plaques. Au contraire en face, du côté sud-est, les plans redressés de feuilletage de la roche ont été recoupés par des cours d'eau dont le profil longitudinal est beaucoup plus évolué. Ainsi la gorge d'Inchvully est un profond coup de scie qui permet au ruisseau de déboucher très bas. Quelques rapides suffisent pour rattraper le niveau du fond d'auge. A Mid Crochail, l'évolution est encore plus poussée peut-être parce qu'elle est plus ancienne. En effet, le vallon relativement évasé est en partie bouché par la moraine, ce qui semble indiquer un creusement antérieur à la fin de la glaciation. Quoiqu'il en soit, tout se passe comme si l'inclinaison des bancs de gneiss avait joué vis-à-vis de l'érosion linéaire un rôle différent suivant qu'elle était conforme ou contraire à la pente du versant du Strath Glass, inhibiteur dans le premier cas, stimulant dans le second. La gélivation impuissante sur des pentes substructurales mais fort active par contre dans un matériel fissile recoupé irrégulièrement, n'est certainement pas étrangère à cet état de choses. Elle n'a pu qu'accentuer les oppositions.

Si l'érosion glaciaire a largement exploité le potentiel structural offert par la zone de broyage au point de mordre sur des gneiss normaux, elle n'a pas creusé pour autant une auge caractéristique partout. En amont et jusqu'à Cannich, la vallée quoique bien calibrée a des versants peu redressés. Ce n'est qu'à partir d'une ligne transversale Kerrowwood-Balmore, que commence assez brusquement l'auge classique. Ce changement s'explique par la disparition du niveau d'aplanissement pliocène qui accompagnait la vallée en amont. Ces banquettes

d'érosion transformées en épaulement, permirent en effet un étalement de la glace qui se fit aux dépens du creusement vertical. En outre, la glace pouvait aisément diffluer vers l'Est en utilisant le large couloir évasé qui s'offrait à elle dans la partie amont du Glen Urquhart, passage qui était précisément jalonné par des témoins étendus du niveau pliocène.

Le Grand Glen.

Dans sa partie moyenne, de Fort Augustus à Gairlochy, le Grand Glen offre également un splendide spécimen d'auge de ligne de faille. Mais cette fois, le volume des roches broyées excède souvent le gabarit de la vallée. Si la vallée a, comme dans les autres portions du Glen More, un tracé remarquablement rectiligne, sa largeur peut varier du simple au quadruple. Ainsi l'auge ne dépasse pas 350 m de large dans la section la plus étroite du Loch Oich tandis qu'elle atteint par endroits 1,5 km au Loch Lochy. Cet élargissement vers le Sud-Ouest ne correspond pas apparemment à un trait structural, puisque le seul endroit où deux failles subparallèles délimitant un étroit fossé de Vieux-Grès-Rouge ont été repérées, se localise au Nord-Est, au niveau du Loch Oich précisément.

Les recherches entreprises par V. A. Eyles et A. G. Macgregor sur le terrain ont permis de montrer que la zone de broyage de la faille du Grand Glen avait une largeur comprise entre 1,5 et 2,5 km, valeurs qui n'ont rien d'excessif si l'on songe à la puissance du décrochement latéral [141]. Vers Laggan à la tête du Loch Lochy, Eyles estime que la zone cataclastique intéressant aussi bien les gneiss moiniens que les grès dévoniens mesure de 1,6 à 2,4 km de large. Or le gabarit de l'auge ne dépasse pas à cet endroit 800 à 900 m. Plus au Sud-Ouest, dans les environs de Torcastle, au Nord-Est de Fort-William, G. S. Johnstone a observé sur 3 km des roches broyées, brisées ou fauchées [240], alors que la vallée de la rivière Lochy a environ 1 km de large. Ces quelques exemples montrent clairement, mais de manière indirecte, que le volume de brèches tectoniques accompagnant la faille du Glen More n'a pas été pleinement exploité par l'érosion glaciaire.

Des observations directes aboutissent au même résultat. Non loin de Fort-Augustus, à 1 km au Sud-Est environ, la route A 862 remonte le versant oriental du Glen More qui borde à cet endroit la tête du Loch Ness. Il est clair que les gneiss broyés ne s'arrêtent pas à la base du versant mais grimpent jusqu'au niveau des escarpements de Borlum Hill où ils cèdent seulement la place à des roches saines. On peut objecter, il est vrai, que cette zone de broyage correspond non pas à la faille principale du Grand Glen, mais à une faille secondaire oblique expliquant l'élargissement dont bénéficie le secteur de Fort-Augustus.

Prenons donc un autre exemple à quelques kilomètres au Sud-Ouest : le versant rectiligne et raide qui longe la rivière Oich à l'Est. Cette bordure d'auge taillée dans le gneiss est constituée de deux parties distinctes : dans le haut, des escarpements plus ou moins irréguliers; en contrebas, une pente de profil rectiligne de 30° environ. On est évidemment tenté d'y voir simplement un flanc d'auge masqué à la base par des éboulis de gravité. En fait, l'examen d'une carrière située entre Aberchalder et Newton nous révèle que les éboulis ne forment qu'une mince pellicule superficielle et que le versant s'adoucit réellement dans la roche en place. Cette dernière est traversée en tous sens par d'innombrables fissures entrecroisées le long desquelles a pénétré profondément l'altération. Nous sommes là sans aucun doute sur la bordure d'une zone de broyage dont la limite est matérialisée par des abrupts du haut du versant sculptés en roche saine. Le volume de matériel fragilisé n'a donc pas été totalement exploité par la glace, mais l'imperfection de ce travail peut s'expliquer par le débordement aisé du glacier sur la large banquette des plateaux d'érosion pliocènes qui bordent le Loch Oich du Nord-Ouest. Au Sud-Ouest de Fort-Augustus, dans toute la vallée de la rivière Oich, il n'y a vraiment de bordure d'auge caractéristique que du côté est.

Pour échapper aux deux objections précédentes, il faut retenir d'autres observations faites encore un peu plus au Sud-Ouest. Dans l'étroite vallée du Loch Oich où la glace était canalisée, une auge typique a été excavée. Or ni d'un côté, ni de l'autre, les versants ne coïncident avec le Moinien massif bordant la zone de broyage. Sur le versant sud-est, à proximité de l'ancienne station ferroviaire d'Invergarry, une très profonde gorge de raccordement entaille le Vieux-Grès-Rouge broyé. Grâce à cette coupure naturelle, il est facile de voir que le bord oriental du Loch Oich est loin de correspondre au plan de faille, puisque ce dernier est jalonné bien en arrière par des escarpements de gneiss. Du côté nord-ouest, vers Laggan, le versant ne coïncide pas davantage avec la limite des brèches tectoniques et le vallon affluent de l'Allt Cruinneachaidh traverse des masses de gneiss brisés et décomposés avant d'atteindre l'auge du Grand Glen.

De ces quelques exemples, — nous en verrons d'autres plus loin (chapitre IX) non moins caractéristiques, en bordure du Loch Ness —, il ressort qu'au cœur d'une vallée pourtant si profondément aménagée par la glace qu'elle forme une des plus belles auges d'Ecosse du Nord, les glaciers, tout en bénéficiant de conditions tectoniques exceptionnellement favorables, n'ont pas utilisé la totalité du volume de roches fragiles mis à leur disposition. Ce fait implique nécessairement un travail de creusement latéral moins poussé qu'on aurait pu l'imaginer *a priori*. Toutefois, si l'on tient compte de l'induration des fragments consécutive à la prise en glace du volume considérable d'eau intersticielle, les choses s'avèrent moins étranges qu'elles ne le semblaient au premier abord.

En tout cas, il est certain que les transformations les plus grandes effectuées par les glaciers tant dans les sens vertical que latéral l'ont été dans les secteurs où la glace était la mieux canalisée. Cette observation n'est pas nouvelle; elle a été faite depuis longtemps dans les Alpes et dans bien d'autres régions du globe. On ne peut tout de même pas manquer de noter la magnifique illustration que reçoit cette règle dans le Grand Glen. C'est non loin de la ligne de partage des eaux, à travers le secteur montagneux qui unit les plateaux de l'Ecosse orientale aux montagnes de Glengarry Forest, et en partie grâce à la transfluence d'une glace surabondante qu'a été façonnée l'auge la plus profonde et la plus large du Glen More moyen : celle qu'occupe le Loch Lochy. Le Glas Dhoire Mhòr, grand versant rigide et raide qui borde le lac au Nord-Ouest est un modèle du genre. A peine égratigné par quelques ravins rectilignes, il est resté presqu'intact depuis la disparition des glaciers.

Dès qu'à partir de Gairlochy, les bas plateaux du niveau pliocène de Speanbridge accompagnent le Glen More, toute vallée en auge digne de ce nom disparaît.

d. Les transformations opérées par les glaciers et les eaux de fonte

Le travail glaciaire.

En dehors des zones de broyage tectonique qui constituent malgré tout dans la structure un cas particulier, il serait nécessaire d'estimer l'importance du travail glaciaire en faisant au besoin la part de l'action des eaux de fonte. En effet, plus que n'importe quel autre secteur de l'Ecosse du Nord, celui-ci fut au cours des épisodes froids du Quaternaire sous la domination des glaciers. L'altitude élevée, la vigueur de la dissection préglaciaire, la hauteur considérable des précipitations en faisaient un domaine de choix pour l'érosion glaciaire.

Il est incontestable que la marque imprimée par les glaciers dans le modelé est vigoureuse, au point de conférer au relief une allure de « haute montagne » qu'il n'est guère fréquent de retrouver dans les Iles Britanniques. Mais on ne saurait trop se fier aux seules apparences d'ensemble si l'on veut objectivement apprécier la valeur des transformations opérées par les glaciers. Nous avons vu que même le long des grandes failles la glace n'avait pas toujours déblayé le matériel brisé et altéré qui jalonnait les zones de broyage. Il convient donc d'être prudent et d'examiner attentivement les formes et les dépôts.

Remarquons tout d'abord que de nombreuses grandes vallées ont conservé leurs longs versants évasés préglaciaires sans que les glaciers aient dans les cas les plus favorables apporté plus qu'un raidissement limité dans le bas et une morsure de quelques cirques dans le haut.

La vallée du Loch Arkaig et le Glen Mallie affluent, tous deux profondément engagés dans la zone montagneuse n'évoquent guère un paysage glaciaire avec leurs grands versants réguliers et rectilignes où la valeur de la pente la plus répandue se place entre 10 et 15°. Ce n'est qu'au voisinage des sommets montagneux de Locheil Forest avec le raidissement créé par quelques cirques naissants et dans la section inférieure de raccordement de la vallée sur le Glen More avec un verrou et un éperon tronqué, qu'on arrive à saisir concrètement les modifications apportées par les glaciers dans le relief.

L'exemple du Glen Garry est tout aussi significatif. Non seulement les belles banquettes du niveau pliocène qui accompagnent fidèlement la vallée du Loch Quoich au Loch Garry sont parfaitement conservées, mais l'entaille de cet aplanissement consécutive à une reprise d'érosion préglaciaire n'a guère été transformée. A quelques exceptions locales près, comme l'éperon tronqué rectiligne de Claon Leitir, on a une vallée évasée emboitée dans le niveau d'érosion et beurrée d'accumulations morainiques sableuses. Les pentes les plus accusées sont celles qui bordent au Nord le Loch Garry et mènent directement à des plateaux élevés : elles ne dépassent pas 13-15°.

Bien sûr, on ne peut nier l'existence des deux verrous Torr nan Carraidh et Eilean Bàn qui encadrent le lac, la paroi rectiligne qui tronque à l'emporte-pièce le côté nord de la butte du Dubh Uisge, le surcreusement d'une cinquantaine de mètres au cœur du loch, mais tous ces traits comptent finalement assez peu dans l'ensemble des formes et ne concernent d'ailleurs que la partie inférieure de la vallée.

En remontant au-delà du Glenn Garry, vers l'amont nous rencontrons un modelé à peine plus modifié par la glaciation. Autour du Loch Quoich, s'observe un système de pentes régulières, rectilignes et relativement peu accusées si l'on tient compte de l'environnement montagneux. Il y a bien des cirques mais ils sont presque tous évasés et à fond très incliné, au total fort peu typiques. Quant aux vallées affluentes, elles débouchent curieusement à un niveau très voisin de celui du Loch Quoich. La Caolie Water par exemple coule dans une large vallée en berceau qui est à peine suspendue au-dessus du niveau du lac. Le Glen Quoich est une auge affluente dont les versants sont peu redressés et le fond presque à niveau. Somme toute, le paysage des environs du Loch Quoich apparaît à la fois assez évolué mais médiocrement transformé par les glaciers. Pourtant nous sommes dans le secteur le plus arrosé de toute l'Ecosse du Nord, et les dénivellations atteignent couramment 800 m.

A la tête du Loch Duich, les montagnes bordent directement la mer et la proximité du niveau de base a permis le creusement de profondes vallées. Toutefois, que représente le raidissement dû à l'entaille glaciaire dans les long versants réguliers ? une partie fort limitée à la base. Les escarpements qui sont au pied du Sgùrr na Mòraich et du Sgùrr en t Searraich commencent relativement bas; ceux qui recoupent le Sud de l'échine du Sgùrr an Airgid sont à une altitude encore inférieure, juste au-dessus de la route. Toutes les pentes qui dominent ces abrupts bordés d'éboulis ne sont pas très raides et sont comprises d'ordinaire entre 25° et 35°. Que les puissants glaciers qui ont convergé en donnant naissance un peu plus loin à l'auge du Loch Duich, aient recreusé, c'est indiscutable, mais il faut reconnaître que cette érosion linéaire se limite à une part réduite dans le total du volume des vallées.

A côté du témoignage des formes générales des versants, on peut faire appel à des observations plus précises qui montrent que des traits morphologiques typiquement préglaciaires n'ont pas été effacés par le passage des glaciers : il s'agit essentiellement, comme au Strath Oykell, d'anciennes vallées fluviatiles à méandres encaissés partiellement réaménagées par la glace.

Dans le Glen Loyne moyen par exemple, on ne peut pas manquer d'être frappé par la présence d'un versant raide en arc de cercle qui mord brusquement sur les pentes du Druim na h Achlaise. Le profil de ce Doire na h Achlaise est nettement concave avec à la base des éboulis que souligne actuellement la végétation et au sommet des escarpements qui ont évolué sous l'action du gel jusqu'au Tardiglaciaire. Il ne fait donc pas de doute que durant le Quaternaire froid, le versant a reculé à cet endroit. Mais il a gardé la courbure caractéristique de son tracé en plan, courbure qui est précisément en rapport avec celle de la vallée. Quoique moins nettement, le même fait se reproduit deux fois de l'autre côté de la vallée un peu en amont et plus en aval, sur un versant exposé au Sud, avec une courbure tournée en sens inverse. Au moins dans un cas, le changement de sens dans la dissymétrie coïncide avec un rétrécissement de la vallée : c'est la zone de verrous de Na Paitean qui coupe le Loch Loyne en deux, avec ses collines rocheuses basses surmontées de moraines. Un tel dispositif ne peut guère s'éclairer autrement qu'en admettant que les glaciers n'ont pas détruit complètement les formes de dissymétrie alternante d'une ancienne vallée à méandres.

Bien entendu, quand la glace chemine au plus court, les rives convexes douces ont plus de chance de disparaître que les rives concaves abruptes qui peuvent reculer parallèlement à elles-mêmes en conservant leur tracé originel.

Certes, on pourra objecter que le Glen Loyne n'est pas situé en plein cœur de la région montagneuse mais au contact avec des plateaux. En fait, il a été emprunté par les glaciers puissants issus des hautes montagnes de Cluanie Forest et de Glenquoich Forest à proximité immédiate. De toute façon cette objection n'est plus valable dans le cas du Glen Shiel qui traverse un secteur entièrement montagneux avant de déboucher dans le Loch Duich. Pourtant là aussi, des traces de dissymétrie alternante inexplicables par la structure ou par les contrastes d'exposition climatique jalonnent encore la vallée. A Torrlaoighseach, où les bancs de gneiss sont inclinés vers le Sud ou le Sud - Sud-Est, on est surpris de constater que le versant le plus raide regarde vers l'Ouest : les bancs rocheux accompagnés de rares éboulis y descendent très bas, alors que de l'autre côté, les pentes rectilignes plus douces sont masquées dans le bas par quelques placages morainiques.

En aval, vers le Loch Shiel, la dissymétrie s'inverse, au-delà d'un verrou boisé qui ne traduit pas l'affleurement de roches particulièrement résistantes (gneiss fissiles) mais plus vraisemblablement l'ancien emplacement d'un changement de courbure.

En amont de Torrlaoighseach, il y a également inversion de sens dans les oppositions de versants : les pentes occidentales dominées par des escarpements contrastent avec les pentes rectilignes et lourdes de l'Est. Il est difficile de dire si le facteur essentiel dans la localisation du beau verrou d'Achnangart a été la variation d'inflexion dans le tracé de la vallée ou la lithologie. Les gneiss qui sont bien visibles dans une grande carrière sont assez résistants mais ils comportent des zones de dalles parfois minces qui alternent avec des volumes massifs avec filons de quartz.

Plus haut dans la vallée, la dissymétrie des versants est plus difficile à suivre, car il y a eu l'action perturbatrice des vallées affluentes. Cependant il est à noter que le verrou du « Site of Battle 1719 » coïncide lui aussi avec un changement de courbure dans la vallée.

D'autres vallées sinueuses maintenant partiellement ennoyées par la mer ont gardé des traces tout aussi nettes de formes acquises par un façonnement fluviatile préglaciaire. C'est le cas du Loch Hourn supérieur qui n'est ni l'auge classique que l'on pourrait imaginer d'après les cartes, ni un fjord tout à fait orthodoxe. Les versants bien que rocheux dans leur quasi-totalité sont d'inclinaison inégalement forte. On y retrouve même les traits évidents de dissymétrie d'une vallée préglaciaire à méandres encaissés depuis Kinloch Hourn (et peut-être même en amont) jusqu'au delà de Torr a' Choit. Pourtant les conditions orographiques avec un bassin d'alimentation adossé à des montagnes de plus de 1 000 m, structurales avec des gneiss cohérents mais fissiles, climatiques avec des précipitations très abondantes, étaient des plus favorables à l'action de l'érosion glaciaire. Certes les glaciers ont créé de beaux éperons tronqués (celui de Runival par exemple) façonné quatre ombilics

qui compartimentent la vallée entre des verrous en partie ennoyés, mais ils n'ont pas réussi à faire disparaître tous les traits du modelé antérieur aux glaciations.

Le Loch Long, bras de mer étroit et sinueux, a encore mieux conservé l'héritage de l'époque préglaciaire, car il a été parcouru par des glaciers moins importants. La partie la plus étroite où un ancien lobe convexe a été tronqué par la glace marque précisément le passage de la grande sinuosité d'amont à celle d'aval (1).

Si les glaciers, même le long des vallées les plus importantes et apparemment les plus transformées, n'ont pas réussi à effacer complètement les traits de la morphologie antérieure à leur arrivée, ont-ils au moins modifié quelque peu l'hydrographie par transfluence ? A vrai dire, ce processus s'est avéré fort peu efficace au cœur de la région montagneuse car le relief formait un obstacle trop important pour avoir permis de grandes transformations du drainage. Il y a bien dans le large seuil qui fait communiquer le haut Glen Shiel avec le Strath Cluanie supérieur des indices permettant de conclure à un renversement du drainage. Non seulement quelques cours d'eau nettement orientés vers l'Est rebroussent brusquement de chemin (Allt a' Choire Réidh par exemple), mais immédiatement à l'Ouest un long promontoire oblique, Druim a' Choire Réidh, décalé par rapport à la ligne de partage des eaux actuelle, barre la vallée en se prolongeant dans l'axe du talweg par une zone rocheuse de verrous. On peut avec beaucoup de vraisemblance faire passer là l'ancien interfluve, mais les modifications dans les bassins-versants représentent au total une superficie médiocre.

Par contre, aux deux extrémités nord et sud de la région de hautes montagnes, la barrière des reliefs est moins continue, les passages d'Est en Ouest sont plus ouverts; aussi les changement apportés dans l'hydrographie par les glaciers ont-ils été plus considérables. Peach et ses collaborateurs ont signalé de beaux exemples de « captures » réalisées aux dépens des anciens affluents de la cuvette du Loch Monar et au profit de la rivière Ling [336]. Elles impliquent un débordement vers l'Ouest de la glace issue des montagnes de Killilan Forest et une action vigoureuse des torrents sous-glaciaires.

Des modifications importantes du drainage sont également intervenues au Sud entre la tête du Loch Shiel et celle du Loch Eil et ont abouti à un détournement de la rivière Callop vers l'Ouest. G. H. Dury dans l'analyse détaillée qu'il a publiée il y a une dizaine d'années à ce sujet, attribue après le surcreusement glaciaire un rôle primordial à l'action des eaux de fonte incisant rapidement une gorge [137]. Même si cette explication n'est pas forcément applicable à toutes les brèches qui échancrent la ligne principale de partage des eaux en Ecosse du Nord-Ouest, il convient, comme nous l'avons déjà dit à plusieurs reprises, d'attacher une grande importance aux processus fluvio-glaciaires dans le modelé de dissection.

L'action des eaux de fonte.

Si nous essayons de préciser la part qui revient à l'action des eaux de fonte dans les formes fraîches de creusement linéaire, nous constatons qu'elle est loin d'être négligeable. Ici encore, ce serait se méprendre que d'attribuer à la période postglaciaire la totalité du travail. Les transports effectués par les eaux de fonte ont du être considérables si l'on en juge par l'étendue des dépôts fluvio-glaciaires dans la région d'Inverness ou dans certaines vallées comme le Glen Moriston. Dans ce dernier Glen, c'est surtout en aval du verrou de Dalchreichart qu'on observe les exemples les plus typiques de formes d'accumulation : eskers, kame-terraces, etc. Toutes les transitions entre le matériel morainique et le matériel fluvio-glaciaire y sont visibles : depuis les gros blocs noyés dans une matrice fine avec cailloux franchement anguleux, jusqu'aux masses de gros galets assez mal roulés où prédomine largement le gneiss. Ce type de dépôt grossier mis en place rapidement est très caractéristique des accumulations fluvio-glaciaires le long de toute la bordure orientale des montagnes. Il suppose un creusement vigoureux en un laps de temps assez court.

En effet, beaucoup d'entailles fraîches qu'on serait tenté de prendre pour les produits de l'érosion linéaire actuelle sont en fait à rapporter aux épisodes tardifs de la glaciation à un moment où tout le volume de glace se trouvait avoir une température voisine du point de fusion dans des organismes glaciaires de vallée. Ainsi au Sud-Est du L. Monar, Peach décrit la gorge de Garbh Uisge qu'emprunte la rivière Farrar comme une coupure présentant toutes les apparences d'un creusement postglaciaire et actuel [336]. Mais il remarque que la glace a laissé des traces presque jusqu'au niveau du lit, ce qui n'est conciliable qu'avec une réavancée locale du glacier ou encore avec l'action d'un torrent sous-glaciaire. En outre, certaines vallées affluentes en dépit de leur forte pente longitudinale sont dépourvues de gorges de raccordement en aval alors qu'elles sont incisées en amont. Elles devaient donc être encore occupées partiellement par la glace au moment du creusement. Du reste, en aval de

(1) Comme au Loch Laxford et dans des conditions extrêmement voisines de rivage très abrité, nous retrouvons en bordure du Loch Long sur l'estran actuel, des cercles de pierre en voie de colonisation par le schorre. Il ne s'agit pas, ici non plus, d'un simple phénomène biologique de colonisation par taches : c'est la végétation qui souligne le classement granulométrique des matériaux. Vers Sallachy, le diamètre des cercles est assez constamment compris entre 30 et 50 cm. Certaines pierres du pourtour nettement plus grosses que celles du centre sont dressées. Un peu plus loin, vers la pointe de Ceann an Oba, existe un autre champ de cercles qui n'est pas colonisé par le schorre. Faut-il donc penser que le rivage présent coïncide avec un ancien rivage de période froide soumis à l'action de phénomènes périglaciaires ? C'est pour le moins curieux. Le problème reste entier pour le moment.

la plaine inondable d'Inchvuilt qui est un ancien lac, un verrou est nettement entaillé par deux chenaux secs formés quand le glacier bloquait le débouché actuel.

On peut citer bien d'autres exemples de gorges creusées pendant la fin de la période froide. La gorge des Falls of Garry entaillée pourtant dans un matériel homogène de gneiss a un profil dissymétrique et surtout une situation nettement décalée par rapport à l'axe de la vallée qui suggère une origine para-glaciaire. Logée du côté sud-ouest tout contre la bordure escarpée d'un éperon, elle épargne les placages morainiques qui recouvrent les pentes plus douces du versant nord-est. Sa paroi occidentale est encombrée par les énormes blocs irréguliers et anguleux descendus de l'escarpement. Il est donc clair que la plus grande part de l'évolution est antérieure au Tardiglaciaire. Dans le Strath Glass supérieur vers Balnahaun, la rivière s'encaisse dans les gneiss fissiles de la bordure de l'auge en délaissant le large passage remblayé en terrasse du centre de la vallée. Cette surimposition latérale est, au moins au début, l'œuvre d'un chenal para-glaciaire. Il en est de même dans le Glen Shiel au verrou du Site of Battle 1719 où le haut de l'entaille faite par la gorge dans la roche en place se trouve nettement au-dessus d'un passage plus méridional emprunté par un simple ruisseau.

A côté des gorges des rivières principales, nombreuses sont les entailles de versants qui ont laissé de profondes cicatrices fraîches. Certaines appartiennent également à cette génération de formes créées par le ruissellement de la fin de la période froide. Mais il importe de distinguer plusieurs types dans les multiples coupures latérales qui font toute l'originalité de ce paysage montagneux de dissection. Le haut Glen Shiel et le Strath Cluanie supérieur sont, dans ce domaine, un terrain d'expérience incomparable. En faisant intervenir l'échelle, les caractères morphologiques et l'âge, on peut classer les découpures de versants des grandes vallées en trois catégories :

1) Des vallons affluents longs de 1,5 à 3 km, assez profonds et larges et généralement peu suspendus. Leurs versants en V sont modérement redressés. Il faut une exposition favorable, nord, nord-est ou est pour qu'apparaissent des escarpements, mais ces derniers se groupent le plus souvent dans le fond en un amphithéâtre qui traduit de façon claire une évolution en cirque. Par recul des têtes de vallon, ces cirques ont mordu sur les plateaux des hautes surfaces (Càrn Ghluasaid) ou encore sur des éléments étroits qu'ils ont contribué à réduire à l'état de crêtes (Maol Chinn Dearg). Il ne faudrait cependant pas se laisser abuser par l'importance d'une évolution qui peut sembler considérable par endroits. En effet, le dispositif des vallons affluents perpendiculaires à la vallée principale simule par rapport à l'axe de cette dernière un grand recul latéral d'origine glaciaire, alors qu'en fait nous nous trouvons en présence de grands ravins antérieurs à la glaciation — du moins à la dernière glaciation — qui ont surtout été transformés à l'amont. Ils ont fonctionné comme vallées affluentes glaciaires et à la tête comme cirques. Si les parois de ces cirques sont caractéristiques, le plancher en forme de gouttière inclinée, ne l'est guère. Depuis la disparition de la glace, le travail de réadaptation par dissection dans l'axe a d'ordinaire été assez faible et irrégulier, et aucun cône de débris notable n'accompagne le débouché dans la vallée principale. Ce type de vallon peut être illustré par celui qu'emprunte l'Allt Coire Chùil Droma Mhòir, une branche de la rivière Shiel supérieure.

2) Des ravins élémentaires à hiérarchisation faible ou nulle qui égratignent les versants en suivant la ligne de plus grande pente. Analogues à tous ceux qui ont été décrits plus haut dans d'autres régions, ils n'ont pu être entaillés que tardivement, à la fin de la période froide, après la libération des versants et de leur base par la glace. En effet, si leurs cônes de déjection s'étalent au pied des longues pentes, ils sont presque toujours couverts par la végétation. Les ravins pour la plupart n'évoluent plus sous le climat actuel, au moins sans l'intervention de l'homme. Il fallait des conditions de ruissellement exceptionnellement intense sous climat froid pour aboutir à des formes de dissection aussi vigoureuses. Ce type d'entaille est magnifiquement représenté sur le versant nord-ouest du Loch Lochy, au Sud-Ouest de Laggan. Grâce à la juxtaposition de ravins parallèles, le flanc de l'auge du Grand Glen apparaît tout buriné par des cannelures mortes. On rencontre également ces formes en bordure du Loch Duich. Quand les cônes débouchent dans la mer, ils se raccordent non pas au niveau des plages soulevées inférieures, mais à un niveau un peu plus élevé. Ainsi le torrent de l'Allt a'Chruinn emprunte un ravin ancien qui a édifié un cône de débris grossiers fortement incliné. Actuellement, le cône est en voie de dissection par une série de chenaux dont l'un est suivi par le cours d'eau. La base du cône est suspendue, attaquée par une microfalaise, au pied de laquelle se trouve la plage soulevée inférieure. Il est clair que le creusement du ravin et l'édification concomittante du cône sont antérieurs à la formation de la dernière plage soulevée. Des relations analogues se retrouvent en bordure du Loch Hourn, où l'Allt Coire Mhicrail tout en reprenant une entaille plus ancienne, a sculpté un ravin et construit un cône torrentiel qui domine une plage faiblement soulevée. Cette succession chronologique cadre bien avec les observations qui ont été faites dans les autres régions côtières du Nord-Ouest.

Quelquefois, certaines entailles ont été reprises par le ruissellement actuel : ainsi au pied du Sgùrr an Airgid, les déchirures d'origine anthropique occasionnées au sol et à la couverture végétale ont donné naissance à une remise en marche du ravinement.

3) Entre ces deux types extrêmes de découpage des versants de vallées principales, se place une catégorie intermédiaire pour laquelle l'Allt a' Bhuilg (Glen Shiel inférieur) peut servir d'exemple. Ce sont de belles

entailles en V relativement large, qui connaissent un début de hiérarchisation. Suspendues, elles débouchent dans la vallée par un cône en partie rocheux dont le volume médiocre de débris est sans commune mesure avec le volume de dissection en amont. L'axe du talweg tout comme certaines génératrices du cône ont été repris par l'incision de ravins appartenant à la catégorie précédente. On a donc affaire à un type d'entaille polygénique qui a pu prendre naissance assez tôt mais qui en tout cas, a fonctionné pendant que le Glen était encore occupé par la glace puis de nouveau, plus tard, quand la base du versant était dégagée.

Au total, trois générations principales sont à distinguer dans les formes de dissection des versants des vallées principales. La plus ancienne garde l'empreinte profonde qu'elle reçut d'une tranformation par les glaciers de cirque. La plus récente au contraire a des caractères qui ne sont compatibles qu'avec une déglaciation fort avancée. Quant aux grands ravins issus d'un creusement ou d'un approfondissement par les eaux de fonte, ils ont un âge intermédiaire. Bien entendu, plusieurs combinaisons sont possibles et nombreuses doivent être les entailles polygéniques.

Dans toute la région montagneuse du Centre, les formes de dissection, quoique n'évoluant plus guère, ont conservé une grande fraîcheur d'aspect qui n'est sans causer quelque surprise. Que nous sommes loin des paysages empâtés qui caractérisent habituellement les massifs anciens d'Europe occidentale !

Il semble qu'une pareille vigueur tienne à la conjonction de plusieurs facteurs favorables. Les conditions orographiques — dénivellations considérables et proximité du niveau de base —, et climatiques — milieu hyperhumide et froid — propres à rendre compte de l'importance du ruissellement dans le passé ne peuvent pas tout expliquer. Il faut également tenir compte en certains cas du récurage actuel assuré de temps à autre par les torrents.

En outre, il est nécessaire de faire une place aux facteurs structuraux. Les mouvements positifs de rajustement glacio-isostatique ont favorisé les reprises d'érosion par des cours d'eau peu chargés. Quant au matériel essentiellement gneissique, il n'était pas en mesure de fournir la grande quantité de débris fins qui est justement indispensable au déclenchement des processus de glissement sur les versants. Le creep et la solifluction qui auraient dû nécessairement aboutir à une oblitération rapide des formes issues de l'érosion linéaire ont été assez déficients dans l'ensemble de la région.

3. — LES PÉNINSULES DU SUD-OUEST

Depuis le Loch Duich au Nord jusqu'au Sound of Mull au Sud et jusqu'au Loch Eil à l'Est, se succèdent en une sorte de vaste demi-ellipse, plusieurs péninsules montagneuses séparées les unes des autres par des bras de mer étroits et sinueux. Si le relief est d'ordinaire accidenté, si certaines presqu'îles comme Knoydart, Ardgour et Kingairloch, sont même occupées par des montagnes assez élevées qui arrivent jusqu'en bordure de la mer, les altitudes sont cependant plus modérées que dans la région précédemment étudiée, les formes sont plus lourdes et les aplanissements plus étendus. En d'autres termes, les plateaux retrouvent plus d'importance dans le paysage.

En outre, la lithologie se diversifie et ceci à l'intérieur même du socle, sans qu'il soit besoin de faire appel aux structures issues du volcanisme tertiaire qui mordent sur les deux presqu'îles d'Ardnamurchan et du Morvern (1). Grâce à la présence d'intrusions variées, l'influence de l'érosion différentielle réapparaît dans le paysage, parfois très timidement, mais également par endroits de façon spectaculaire, avec une organisation morphologique d'un schématisme rarement égalé en Ecosse.

La structure peut aussi intervenir d'une autre façon. Les volcans tertiaires sont très proches et le socle n'a pas pu rester complétement indifférent aux mouvements verticaux de déformation datant de cette époque. Certains escarpements de faille sont trop peu abimés pour n'avoir pas joué ou rejoué à une date assez tardive. Compte tenu de l'affaissement qui a affecté le socle du Mainland en bordure du fossé de la mer des Hébrides, il est plausible d'interpréter les côtes rectilignes d'allure géométrique limitant quelques presqu'îles comme des côtes tectoniques liées à des grands accidents relativement récents

a. La traduction morphologique des intrusions du socle

La netteté des formes issues de l'exploitation des différences lithologiques du socle dépend essentiellement de deux facteurs :

1) *l'ancienneté des intrusions.* Suivant que les roches intrusives ont été ou non reprises par le métamorphisme général du Moinien, elles se différencient mal ou bien des gneiss encadrants;

(1) Les parties volcaniques de ces deux secteurs seront analysées dans le prochain chapitre.

2) *la situation géographique des intrusions.* Les oppositions lithologiques n'ont de chance de se traduire clairement dans les formes, que dans la mesure où l'érosion linéaire le long des principales vallées n'a pas écrasé par sa vigueur les effets de l'érosion aréolaire.

Ces deux facteurs, loin de se nuire ou de se contrarier, se conjuguent, puisque les deux complexes intrusifs anciens d'Ardgour sont en même temps engagés en pleine zone montagneuse, tandis que les deux ensembles post-tectoniques de « newer granites » de Glenelg et de Morvern-Strontian sont situés justement dans des secteurs de plateaux.

Le relief montagneux d'Ardgour.

Le relief montagneux d'Ardgour profondément entaillé par les grandes vallées du Glen Gour, du Glen Scaddle, de la haute rivière Strontian et de leurs affluents, se prête mal à une bonne mise en valeur de la structure pourtant hétérogène du socle moinien. Deux complexes intrusifs affleurent à faible distance; l'un acide dans l'Ouest du secteur, l'autre basique à proximité immédiate du Loch Linnhe. Dans les deux cas, le métamorphisme général a repris le matériel des plutons en atténuant ses contrastes pétrographiques avec les roches encaissantes. Aussi les traits majeurs du relief n'ont-ils guère été marqués par l'influence de la lithologie. C'est plutôt dans les nuances du modelé ou dans le détail de l'organisation morphologique qu'on voit apparaître le rôle joué par les différences de roches.

Entre le Cona Glen et Glen Gour, dans la partie orientale d'Ardgour, affleurent côte à côte trois masses intrusives basiques qui devaient faire partie d'un seul et même ensemble : une grosse feuille laccolitique divisée par les progrès de l'érosion. Etudié en détail par H.I. Drever [131], ce complexe intrusif comprend essentiellement un volume de gabbro plus ou moins transformé par ouralitisation en épidiorite ou en gneiss à horblende et une auréole étroite et irrégulière de gneiss granulitiques riches en feldspaths plagioclasiques. Les relations avec la topographie ne sont pas claires, du moins en ce qui concerne la première catégorie de roches. En effet, si les gabbros métamorphisés, massifs et à gros grain se traduisent bien dans le détail par de petites bosses rocheuses qui s'opposent aux grands pans réguliers de gneiss, si la surface d'aplanissement intermédiaire s'est inscrite et bien conservée dans ces roches sous la forme des grands lambeaux réguliers de plateau du Druim Leathad nam Fias et du B. na Cille, il faut reconnaître que par rapport aux gneiss psammitiques encaissants les relations altimétriques sont variables. Tantôt les roches intrusives basiques sont en saillie comme au Sgùrr na-h-Eanchainne, tantôt elles donnent naissance à une cuvette nettement individualisée dans les gneiss, comme au pied du Meall Breac et dans la vallée du Beallach Choire nam Muc. Les gneiss dioritiques et les épidiorites auraient-ils donc un comportement morphologique aussi fantaisiste et déroutant que les diorites ? Sans doute et les variations de composition minéralogique y sont probablement pour quelque chose. L'échantillon-type analysé par W. H. Herdsman [H. I. Drever, 131] dans le Glen Sccadle peut donner une idée de la composition habituelle de la roche :

	%		%
Quartz	2,34	Hypersthène	29,75
Orthose	7,23	Magnétite	0,93
Albite	19,91	Ilménite	5,47
Anorthite	18,35	Apatite	1,34
Diopside	13,39	Eau	1,01

mais Drever prend soin de nous dire que les proportions de certains minéraux varient beaucoup. Si les pyroxènes et les plagioclases forment toujours l'essentiel, la quantité de hornblende et de biotite est ent revanche très variable. En outre, il faut faire intervenir les grandes disparités dans le développement des structures cataclastiques consécutives aux apports synorogéniques calédoniens. Enfin, il y a lieu de considérer également l'influence exercée par les roches avoisinantes qui peut conduire suivant les cas à une protection efficace par l'intermédiaire d'une armature ou au contraire à un affaiblissement d'ensemble. Les bandes de gneiss à silimanite, riches en biotite et altérés jouent à cet égard un rôle évident dans la localisation du creux allongé du Coire nam Muc. Pourtant dans ce large sillon d'érosion différentielle existent bien d'autres roches d'inégale résistance : des gneiss dioritiques, des calcaires cristallins, des quartzites, des gneiss à feldspaths, mais les parties les plus fragiles et les plus altérables du matériel ont imposé à l'ensemble une tenue médiocre par rapport aux bordures de gneiss psammitique ordinaire. La grande faille qui a permis la conservation de cette bande de terrains variés et qui se suit jusqu'au Glen Scaddle et même au delà vers le Nord-Ouest, explique le profil nettement dissymétrique de la cuvette : le versant nord-est étant beaucoup plus raide, rectiligne et régulier que l'autre.

En général, les gneiss granulitiques à feldspaths occupent une position déprimée, non seulement par rapport aux leptynites et gneiss silicieux du pourtour avec lesquels ils partagent un même feuilletage, mais encore par rapport aux gabbros métamorphisés de l'intrusion auxquels ils ressemblent par leur grain grossier. Somme toute, ces roches cumulent les facteurs de faiblesse des matériels qui les encadrent. Ajoutons à cela une composition

pétrographique où entrent pour une part prédominante les plagioclases et nous comprendrons pourquoi il n'est pas rare de voir ces gneiss se traduire par un creux au contact avec les épidiorites qui les dominent de leurs escarpements massifs. Le Coire Dubh dont l'axe coïncide précisément avec le contact des deux affleurements est un exemple d'autant plus probant que l'une des bordures est constituée par un éperon de leptynite (le Meall Breac au Sud-Ouest) tandis que l'autre est sculptée dans les gneiss dioritiques massifs du Sgùrr na h Eanchainne. Le Druim Leathad nam Fias nous fournit de son côté quelques formes significatives qui illustrent bien les relations morphologiques existant entre ces roches. Echine assez étroite, elle se termine vers le Nord-Est au-dessus du Cona Glen par de puissants escarpements taillés dans les épidiorites qui dominent les pentes plus douces de gneiss feldspathisés. Quand un peu plus à l'Ouest, les gneiss psammitiques prennent le relai, le versant perd son profil concave pour prendre une allure plus simple et convexe. L'éperon qui prolonge le plateau à l'Est a lui-même un modelé déterminé par la lithologie. En effet, la longue descente qui mène des entablements de gneiss dioritique transformés en épaulements aux croupes basses de leptynites du bas du versant, est interrompue brusquement par un étroit sillon excavé très fidèlement le long d'une bande de gneiss feldspathisé que suit actuellement un petit cours d'eau. Quant au verrou situé à 1 km à l'Ouest d'Aryhoulan, sa netteté ne vient pas seulement du matériel dioritique dans lequel il est sculpté, mais aussi de la présence de l'auréole de gneiss à plagioclases qui le borde.

En bref, dans l'échelle de résistance régionale, les gabbros métamorphisés ont une place tout à fait honorable qui tient avant tout à une massivité responsable des parois escarpées qu'on observe en bordure des auges du Loch Linnhe et du Glen Scaddle. La place des gneiss feldspathisés est nettement moins bonne. Enfin, il convient de clore le classement en mettant aux derniers rangs les gneiss à sillimanite et biotite et les calcaires cristallins dont les superficies d'affleurement sont du reste très restreintes.

Dans l'Ouest de l'Ardgour, existe un autre complexe intrusif, acide cette fois. Il ne se traduit guère mieux que celui de l'Est dans les formes, car il est situé comme lui en pleine zone montagneuse. Toutefois, à la lumière de la cartographie qui en a été assez récemment proposée par W.T. Harry [205], on peut essayer de dégager les grandes lignes de la morphologie structurale du secteur.

Parmi les vigoureux plissements qui affectent le Moinien, un grand anticlinal laisse apparaître, en dessous des gneiss qui forment ses flancs, un cœur de granito-gneiss et même par endroits de gneiss œillé plus profond. Malheureusement le pli d'orientation méridienne est traversé en totale indépendance suivant un tracé orthogonal ou à peu près par les axes hydrographiques dirigés d'Ouest en Est. A cette première condition peu faite pour favoriser une exploitation correcte des différences lithologiques, s'en ajoute une seconde : l'ampleur du creusement vertical le long des principales vallées. Dans un relief où les dénivellations rachetées par les grands versants sont couramment de 400 à 500 m, l'utilisation des contrastes pétrographiques passe au second plan. Ce n'est que vers la partie supérieure de la rivière Strontian, grâce à une enflure de l'anticlinal qui prend localement une direction WNW-ESE, mais aussi à cause du développement d'un relief moins accidenté de plateaux, que les relations entre la morphologie et la structure apparaissent plus clairement.

Dans l'ensemble, l'échelle de résistance est très voisine de celle qui a été décrite en détail, dans le Rossshire aux alentours d'Inchbae. Au sommet, nous avons un gneiss psammitique gris à grain moyen assez pauvre en biotite et — chose plus étonnante — un gneiss à biotite et oligoclase qui se présente couramment, en dalles. Par rapport à ces deux roches qui constituent les flancs du pli dans lesquels sont sculptées les montagnes les plus hautes, le granito-gneiss est déprimé au cœur de l'anticlinal. Entre la vallée du Gleann an Lochain Duibh et celle du Cona Glen, c'est parfaitement net. Le granito-gneiss forme un large col qui fait communiquer les deux vallées et sépare les montagnes élevées du Stob a'Chuir et du Meall Mòr, toutes deux formées de gneiss à biotite. La petite cuvette du Lochan Dubh a été très exactement façonnée au gabarit de l'affleurement de granito-gneiss. Un peu plus au Sud, cette dernière roche se retrouve en contrebas de la haute bordure montagneuse orientale (Sgùrr Dhomhnuill et Sgùrr na h ighinn) constituée surtout par des gneiss à faciès pélitique. Elle a permis par endroits le développement de plateaux de la surface intermédiaire au pied de quelques reliefs résiduels, comme au Druim Garbh ou au Sgùrr a' Bhuic. Avec la haute vallée de la riv. Strontian, dirigée d'Est en Ouest, affleure une roche plus profonde un gneiss œillé, variété de granito-gneiss, qui est sensiblement en creux par rapport à la catégorie de roche précédente.

Toutes ces relations morphologiques ne s'expliquent qu'imparfaitement par ce qu'on sait des caractères pétrographiques. Certes la résistance à peine moyenne des gneiss granitiques peut se comprendre. Si leur texture avec quartz imbriqués est plutôt favorable à une bonne tenue vis à vis de l'altération chimique, si leur composition minéralogique, d'après les analyses fournies par W. T. Harry, n'apparaît pas de nature à les rendre très fragiles, en revanche leur grain moyen ou grossier et la concentration des paillettes de biotite en lits le long desquels pénètre le weathering, sont des facteurs de sensibilisation à la décomposition. La fréquence des surfaces rocheuses arrondies trahit d'ailleurs une certaine sensibilité à l'altération. Certaines variétés aplitiques avantagées à la fois par leur grain fin et par leur pauvreté en biotite sont restées en saillie : c'est le cas au Sgùrr nan Cnamh. Au contraire, les variétés grossières de gneiss œillé avec gros yeux de feldspaths seraient plutôt dépri-

mées par rapport au reste de l'affleurement, aussi bien dans la vallée supérieure de la riv. Strontian que dans le Cona Glen. Pourtant à en juger par le tableau de composition minéralogique publié par HARRY, les différences sont assez peu marquées entre les trois catégories de roches; ce qui semblerait confirmer l'importance des facteurs physiques dans l'altération.

% (vol.)	Variété grossière Sg. ha h ighinn	Variété aplatique Sg. nan Cnamh	Gneiss oeillé Sg. a' Bhuic
Quartz	29	20	25
Microcline	29	43	31
Oligoclase	31	34	30
Biotite	10	2	12
Muscovite et Apatite	1	1	2

En tout cas, en ce qui concerne les gneiss à biotite, il faut renoncer à faire appel à la composition minéralogique pour comprendre leur position culminante. Ces gneiss en dalles qui gardent bien des traits des schistes pélitiques auxquels ils doivent leur origine, semblent une fois de plus usurper la place élevée qu'ils occupent dans l'échelle de résistance. Ni leur litage, ni l'abondance qu'y prend le mica noir et les plagioclases (1) ne semblent pouvoir rendre compte de leur situation élevée dans le relief. On le voit, ce problème n'est pas sans rappeler celui qui se pose à propos du B. Wyvis.

Le complexe intrusif de la presqu'île de Glenelg.

Avec le complexe intrusif de la presqu'île de Glenelg, situé en bordure du Loch Duich, de Ratagan à la moyenne vallée de la Glenmore River, nous nous trouvons en présence d'un paysage exprimant beaucoup plus clairement que dans les deux cas précédents, les différences structurales du socle. Ce fait s'explique d'abord par l'âge relativement tardif d'un complexe, nettement postérieur au métamorphisme général du Moinien, qu'il traverse. Comme le fait remarquer G.D. NICHOLLS qui a étudié la région de près, il s'agit là d'un pluton composite de « Newer Granite », le plus nord-occidental de toute l'Ecosse [322]. En second lieu, il faut faire intervenir les facteurs topographiques : dans un relief de plateau qui n'appartient déjà plus au domaine montagneux proprement dit, les entailles linéaires des vallées ont été suffisamment modérées pour que l'influence de la lithologie dans le modelé n'ait pas été effacée.

D'après NICHOLLS, quatre ensembles pétrographiques se sont mis en place successivement : à l'Ouest, un granite qui n'affleure que sous forme de bandes étroites et discontinues; puis au Sud, une masse assez importante de diorite sur laquelle empiète au Centre une grande intrusion de syénite; enfin, l'édifice a été complété par la montée de variétés plus acides à l'Est. D'une roche à l'autre, les phénomènes d'hybridation sont fréquents, les limites ne sont pas brutales. Tout se passe comme si la différenciation des magmas n'avait pas été pleinement réalisée, ou plutôt comme si les échanges s'étaient produits avant la consolidation définitive.

Dans l'ensemble, le complexe de Glenelg se traduit par un secteur déprimé qu'encadrent au Nord des plateaux plus élevés et au Sud des plateaux et des montagnes *(photo 27)*. Si le contact avec les gneiss encaissants est quelquefois très net comme au Sud en bordure de la cuvette de Suardalan, souvent les limites passent inaperçues, en particulier à l'Ouest et à l'Est où les roches intrusives ont assez bien résisté.

Ce sont les roches acides injectées tardivement qui se sont le mieux comportées. Elles occupent près du tiers des affleurements du complexe à l'Est et apparaissent sous la forme de croupes ou d'éléments de plateaux mal individualisés avec leurs sommets calmes un peu onduleux. A première vue, ces surfaces régulières se distinguent à peine de celles qui tronquent les gneiss environnants car elles appartiennent toutes les deux

(1) Voici d'après HARRY [205] quelques exemples de compositions minéralogiques de gneiss à biotite :

% (vol.)	Lochan Dubh	Meall a' Chuillin	Sg Dhomnuill (type grossier)
Oligoclase	49	47	46
Biotite	36	40	32
Quartz	11	11	15
Muscovite	1		3
Grenat, Zircon, Apatite	3	2	4

au même niveau d'aplanissement intermédiaire. Néanmoins, les leptynites ont une topographie de détail plus rugueuse, plus rocheuse et moins unie. En outre, elles ont mieux conservé la surface d'érosion que les roches intrusives acides dont le plateau sculpté à une altitude sensiblement inférieure de 50 à 60 m traduit une dégradation certaine. La différence se saisit bien vers le Nord-Ouest, au contact avec les plateaux qui entourent le B. a'Chuirn. Vers le Sud et le Sud-Est, au delà de la grande coupure marquée par la faille qui court jusqu'au fond du Loch Duich, la nuance est moins perceptible, car des montagnes s'intercalent dans le paysage de gneiss et les éléments de surface intermédiaire, d'une régularité souvent schématique du reste, sont localisés plus loin en arrière. Si les roches acides sont légèrement en creux par rapport aux gneiss encaissants, comparativement aux autres roches de l'intrusion, elles dominent. Au total, elles occupent donc, un palier d'érosion assez élevé mais un peu dégradé.

Quels sont les caractères pétrographiques de cette portion du complexe ? Les rares affleurements qui s'observent au sommet du Druim Sgùrr nan Cabar sont des chicots irréguliers qui dépassent à peine la surface du manteau tourbeux qu'ils trouent. Ils laissent voir une roche de couleur rougeâtre ou saumon, à grain fin et assez peu altérée dans l'ensemble. Mais la densité des fissures entrecroisées est assez considérable et se retrouve aussi bien sur les parois naturelles que dans les coupes artificielles. Cette multiplicité de diaclases a certainement été un facteur de faiblesse, car l'altération progresse le long des plans de division en les teintant de brun et finit par libérer des éclats anguleux de taille médiocre. Toutefois, nous n'avons pas observé de décomposition dans la masse de cette roche qui se montre assez rebelle à l'érosion chimique. Dans cet exemple démonstratif, il n'y a aucune commune mesure entre la valeur de la macro-fissuration ouverte qui est élevée et celle de la sensibilité à l'altération qui est bien faible. Les deux facteurs ne sont pas automatiquement liés comme le pensait A. Rondeau dans son étude du socle cristallin de la Corse [383].

Nicholls classe ces roches dans les « adamellites », c'est-à-dire dans des granodiorites relativement acides ou bien dans des granites riches en plagioclases et comportant à la fois de la biotite et de la hornblende. Si la proportion de quartz et de plagioclases est variable, en revanche les pourcentages élevés d'orthose et la faible teneur en minéraux ferromagnésiens sont suffisamment constants pour rendre compte de la résistance convenable du matériel (1). Par endroits, ce dernier peut être armé par des veines de quartz. De plus, l'association graphique entre les quartz et les feldspaths favorise une cohérence qui a malheureusement été remise en cause par le développement des fissures.

Comparativement aux adamellites de bordure, les syénites du centre de l'intrusion apparaissent nettement désavantagées. Leur affleurement, en effet, correspond toujours à une topographie déprimée *(photo 27)*. Au Sud, c'est une esquisse de cuvette d'érosion différentielle que traverse la Glenmore River; au Nord, un simple ensellement dans les plateaux qui séparent le Loch Duich de la vallée. Dans les deux types de formes, la traduction morphologique de la lithologie peut être parfaitement claire. Ainsi le contact avec le gneiss encaissant au Sud-Est est matérialisé par une grande colline convexe à flancs raides : le Borra Chnoc. Vers le Nord-Est, la longue bande de syénite qui subsiste entre les leptynites et les roches intrusives acides est accompagnée par une gouttière évasée où les cours d'eau sont à la fois plus denses, mieux hiérarchisés et plus enfoncés qu'ailleurs sur le versant *(photo 27)*. Il est hors de doute que la syénite occupe sinon la dernière, du moins une des dernières places dans l'échelle de résistance régionale.

Une telle situation qui n'est pas sans rappeler d'assez près celle de la syénite du secteur d'Assynt, s'explique avant tout par la sensibilité de la roche aux processus d'érosion chimique. Partout où elle est visible ou presque la syénite apparaît décomposée en surface. Pourtant le grain est moyen ou même fin, mais les éléments ferromagnésiens sont abondants en général et peuvent occasionnellement former des amas ou des trainées. A l'exception des zones traversées par des filons acides résistants, la décomposition se fait dans la masse en passant par une série de stades successifs qui vont de la simple altération superficielle à partir des minéraux foncés jusqu'à la décomposition complète avec arénisation totale. Un terme moyen est la desquamation en feuillets minces et

(1) Voici, à titre d'exemple, quelques résultats d'analyses minéralogiques des roches du complexe intrusif de Glenelg tirés de l'article de G.D. Nicholls [322] :

%	Granite de l'Ouest	Diorite normale	Syénite	Adamellite normale
Quartz	24,1			9,4
Feldspaths potassiques	30,1	0,7	16,5	33
Plagioclases	39,8	52,4	53,8	49,4
Pyroxènes			0,3	
Hornblende	1,2	16,2	17,5	3,7
Biotite	1	25,1	9,9	2,4

concentriques. Il n'est pas rare de voir des masses entièrement pourries sur plus d'un mètre d'épaisseur et qui de ce fait seraient exploitables à la pelle. Dans le matériel décomposé, on n'aperçoit plus alors que les grains d'orthose restés sains. Parfois, l'état de décomposition est moins avancé et certaines boules gardent un noyau résistant.

Ces phénomènes d'altération ont évidemment favorisé la reprise d'érosion des cours d'eau affluents sur ce versant nord du Glen More et les vallons montrent un encaissement beaucoup plus marqué dans la syénite que dans les autres roches. Il ne faudrait cependant pas croire que ces entailles qui aboutissent à de beaux versants convexes, soient en voie d'élaboration actuelle. Que ce soit le long de l'Allt Sasaig ou le long de l'Allt Cnoc Fhionn, les altérites *in situ* sont recouvertes par la moraine qui bouche partiellement le vallon. Grâce à la réfection de la route de Glenelg qui suit le versant septentrional du Glen More, ont été dégagées de petites coupes artificielles qui montrent des faits identiques. En un endroit, on peut observer plus d'un mètre cinquante de syénite décomposée en place sous un manteau morainique à blocs de gneiss. La matrice collante beige-rosé clair est trop différente de la syénite gris-sombre pour qu'une confusion soit possible. D'ailleurs la présence de quelques boules est là pour nous montrer qu'il n'y a eu aucun transport dans un matériel pourtant fragile. Ces exemples de décomposition préglaciaire permettent d'expliquer les particularités de certaines masses morainiques de base. Ainsi vers Moyle, dans le fond de la vallée de la Glenmore River, une coupe fraîche dans une accumulation glaciaire nous montre une superposition de deux types de dépôts très différents : à la base, une moraine caillouteuse et brune qui est d'origine locale avec des cailloux plus ou moins bien arrondis; au-dessus et séparé du volume précédent par une surface de discordance subhorizontale, un boulder-clay caractéristique avec une matrice d'argile bleue dans laquelle sont noyés quelques blocs et cailloux de provenance étrangère.

Par sa sensibilité à l'altération, la syénite a donc permis au Préglaciaire un travail aisé de creusement des cours d'eau qui à son tour a favorisé la décomposition de la roche en profondeur. Ainsi s'est élaborée la cuvette de la partie moyenne du Glen More qui mord d'ailleurs sur les diorites au Sud. A l'époque glaciaire, la syénite constituait un matériau facile à prendre en charge, au moins dans les stades initiaux antérieurs à la glaciation générale, mais le travail de nettoyage par la glace fût très imparfait, ici comme ailleurs.

A l'exception de quelques variétés qui se rapprochent des nordmarkites, les syénites du secteur sont abondamment pourvues en plagioclases et en minéraux ferro-magnésiens (biotite et hornblende). Mais la composition minéralogique n'est pas la seule responsable de l'altérabilité, il faut également tenir compte des quelques joints importants qui traversent les cristaux de feldspaths.

Si les adamellites et les syénites s'opposent clairement dans le modelé régional, le cas de la diorite qui occupe la partie méridionale de l'intrusion est plus difficile à trancher. Ici encore, la diorite a un comportement morphologique fantaisiste, au moins en apparence. Vers le Sud, la diorite est indiscutablement en creux : elle prolonge aux alentours de Suardalan la cuvette du Glen More moyen jusqu'au pied du flanc raide de la grosse bosse rocheuse de Tòrr Beag qui marque précisément la limite de l'intrusion et le passage brutal au gneiss. Mais vers le Sud-Ouest, la diorite se traduit par une topographie bosselée dont fait partie la croupe du Sron Mhòr rabotée par le niveau d'aplanissement prépliocène mais qui domine néanmoins la cuvette syénitique vers le Nord. Il est vrai que cette croupe arrive nettement en contrebas de la table rocheuse de gneiss du Creag Ghlas dont elle est séparée par un versant escarpé. On pourrait donc assigner à cette catégorie pétrographique de la diorite une place dans l'échelle de résistance comprise entre celle des syénites et celle des gneiss. Mais ce serait raisonner en s'appuyant sur une simplification abusive. La composition minéralogique est très variable d'un point à l'autre. Vers l'Ouest, la diorite passe aux granodiorites et aux tonalites où la proportion de quartz n'est pas négligeable. Sur le Sron Mhòr par exemple, les chicots rocheux qui dépassent du sol apparaissent traversés par des filons acides. En dépit d'une forte proportion de hornblende et de biotite, la roche n'est pas trop altérée, mais cependant assez divisée par de nombreuses diaclases. Inversement, vers Suardalan, la diorite est traversée par des roches ultrabasiques (« appinite », pyroxénite à biotite) qui occupent presque toujours des creux évasés et se placent indubitablement en bas de l'échelle de résistance du secteur. Ces roches sombres et décomposables se retrouvent du reste dans une position topographique analogue, le long de la vallée de l'Allt Lionogan, en plein affleurement de syénite. Il est donc au total assez délicat de vouloir replacer les diorites dans un cadre rigide. Dans l'ensemble, c'est-à-dire relativement aux leptynites des environs, elles sont en creux, mais leur comportement morphologique est beaucoup plus nuancé si on le rapporte aux autres roches intrusives et en particulier à la syénite.

Reste le granite qui affleure à l'Ouest. Son rôle est assez effacé dans la topographie. Au Sud du Glen More, une longue et étroite apophyse se traduit bien par un creux évasé dans le gneiss, mais au bord de la vallée ses affleurements ne se distinguent guère de ceux des leptynites sur le versant. Pauvre en ferro-magnésiens, abondamment pourvu en orthose et en quartz, ce granite a une résistance sinon égale du moins assez voisine de celle du Moinien psammitique ordinaire qui l'entoure.

Au total, on peut donc reconstituer sans trop de mal la hiérarchie de résistance régionale. Elle comprend de haut en bas : les leptynites moiniennes habituelles, les granites et adamellites, certaines diorites, la syénite, d'autres diorites et les roches ultrabasiques.

Les alluvions de la Glenmore River à quelques kilomètres en amont de Glenelg, nous apportent une confirmation partielle et indirecte de cette échelle. Les cailloux de granodiorite acide aisément reconnaissables à leur couleur rougeâtre sont en majorité anguleux ou subanguleux et de petite taille. La médiane des éléments supérieurs ou égaux à 5 cm n'est que de 8 cm. Ces caractères corroborent le fractionnement élevé et la résistance à l'altération observés sur le terrain. Bien différents sont les cailloux de syénite et de diorite. Plus gros (médiane = 10), ils sont aussi mieux arrondis surtout quand ils sont friables, ce qui montre bien le rôle joué par l'altération préalable dans l'émoussé. Alors que dans les variétés acides, près de 40 % des galets sont subanguleux, dans ces deux dernières catégories pétrographiques, la proportion de cailloux bien arrondis est comprise entre 55 et 75 %. Que la place occupée dans le relief par ces différentes roches du complexe intrusif de Glenelg soit liée aux oppositions minéralogiques, est un fait indéniable : la proportion de biotite en particulier intervient au premier chef. Néanmoins il convient d'accorder une importance aux facteurs physiques de micro- et de macrofissuration. Le comportement des diorites reste, de toute façon, assez curieux.

Le « granite de Morvern-Strontian ».

Dans la grande faille des intrusions de « newer-granite » d'Ecosse nord-occidentale, celle qu'on désigne communément sous le nom de « granite de Morvern-Strontian » est à la fois la plus vaste de beaucoup (208 km²) et une des plus intéressantes du point de vue morphologique. Placée à l'écart des régions très accidentées du centre, dans un secteur de plateaux et de moyennes montagnes où les aplanissements se sont largement développés, elle a bénéficié en outre d'une organisation structurale beaucoup moins complexe que celle de Glenelg. Il s'agit, en effet, d'un dispositif annulaire (v. p. 57) — ou plus exactement semi-annulaire car la faille du Grand Glen a recoupé la partie sud-est du pluton — qui se traduit schématiquement dans les formes du relief, depuis les confins du Morvern oriental et du Kingairloch jusqu'au delà de la tête du Loch Sunart, au Nord de Strontian. Le schéma structural avec ses auréoles successives de roches de moins en moins basiques vers le centre et les positions morphologiques respectives des diverses catégories pétrographiques rappellent de très près ce qui nous a été donné d'observer au complexe intrusif de Langwell-Rogart, dans le chapitre précédent (v. p. 288). Mais l'absence de migmatites sur le pourtour, la part beaucoup plus importante des « granites centraux » dans le total des affleurements, rendent ici les relations morphologiques nettement plus

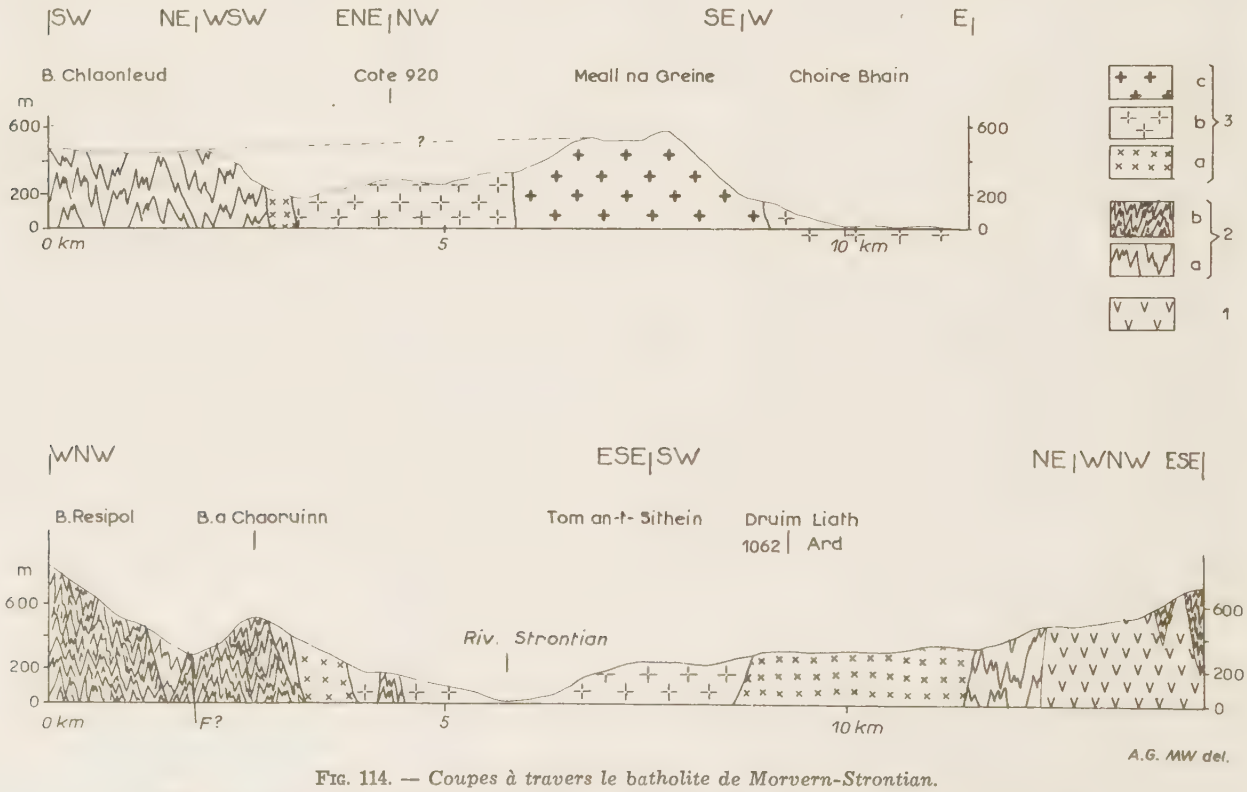


Fig. 114. — *Coupes à travers le batholite de Morvern-Strontian.*
En haut, la coupe traverse le Morvern. En bas, elle passe au bord du Loch Sunart non loin de Strontian. 1 : Vieux granito-gneiss. 2 : Moinien; a : gneiss psammitique ordinaire; b : faciès pélitique ou semi-pélitique. 3 : Batholite; a : anneau de tonalite; b : granodiorite; c : granite à biotite du B. Mheadoin.

claires. En gros, le cœur du batholite — une grande amande de granite à biotite mis en place tardivement — correspond à un ensemble de montagnes, et d'éléments élevés de plateaux dominant directement au Sud-Est le Loch Linnhe. Ce volume en saillie est ceinturé à l'Ouest, au Nord-Ouest, au Nord et à l'Est, par une demi-couronne de roches un peu plus anciennes et plus basiques (granodiorite et tonalite) formant un long couloir entre les granites du centre et les gneiss encaissants du pourtour. Si ce matériel marginal injecté le premier n'affleure qu'en bandes étroites à l'Ouest et à l'Est et s'il disparaît même au Sud-Est en raison du passage de la faille du Glen More, en revanche au Nord, il prend un large développement qui explique le façonnement d'une cuvette évasée autour de Strontian, de part et d'autre du Loch Sunart supérieur *(fig. 114)*. Le paysage actuel reflète donc admirablement les oppositions lithologiques à l'intérieur du socle. Il est vrai que l'hydrographie n'est que partiellement adaptée à la structure. Car le point de départ de l'évolution qui a conduit au modelé présent doit être recherché dans une inclinaison d'ensemble de la surface d'érosion intermédiaire d'âge tertiaire. Des larges vestiges d'aplanissements bien conservés en font foi : des roches aussi différentes que les granites de l'intrusion, les gneiss moiniens du socle encaissant, les basaltes tertiaires du Morvern volcanique se sont trouvées intégrées dans la même topographie par un nivellement quasi général. Avec le façonnement du niveau écossais la structure a retrouvé ses droits et les reprises d'érosion ultérieures n'ont fait qu'accentuer les choses. Mais le tracé des principaux cours d'eau est resté indépendant des limites d'affleurements pourtant clairement marqués dans le relief.

Le granite « central » est suffisamment résistant pour avoir bien conservé les traces non équivoques d'aplanissements tertiaires relativement anciens. A l'exception de quelques volumes résiduels, comme le B. Mheadhoin, perchés au-dessus des plateaux les plus élevés, il est clair que la plus grande partie de l'intrusion a été nivelée conjointement avec les gneiss du pourtour. Deux surfaces différentes semble-t-il sont à distinguer :

1) une vieille topographie calme se tient d'ordinaire vers 540-565 m. Bien représentée sur les éléments de plateaux granitiques qui entourent le B. Mheadhoin, elle se retrouve au-delà du creux marginal du batholite tronquant les bancs de gneiss et occasionnellement les coulées de basalte tertiaire dans le centre-nord du Morvern. L'unité topographique de ces plateaux qui, au Nord-Ouest de la Black Water, vont de la table subhorizontale de gneiss du B. nam Beathrach au sommet de la grande butte basaltique du B. Iadain, ne fait aucun doute *(fig. 115)*.

2) Légèrement en contrebas, vers 450-475 m en général, un autre aplanissement qui doit correspondre à la surface intermédiaire décrite ailleurs, est jalonnée par une série de méplats sommitaux coiffant des croupes en des matériels variés. La table gneissique très régulière du B. Chlaonleud longue de 2 km environ en est un exemple parfaitement démonstratif. Les vestiges de plateau du Sud-Est du Morvern sont plus étroits, mais ils offrent plus d'intérêt, car leurs sommets tronquent à la fois les granites calédoniens, les gneiss moiniens et les basaltes tertiaires. Comme le granite de type central a mangé dans ce secteur l'auréole de granodiorite en rejoignant directement le gneiss du pourtour, le passage d'une formation à l'autre s'effectue de plain-pied sans hiatus dans la topographie. Ainsi se trouve confirmé de manière éclatante le nivellement partiel de l'intrusion par la surface intermédiaire. C'est à partir de cet aplanissement que s'est faite l'exploitation des différences lithologiques et la mise en valeur du centre du batholite.

Le granite « central » occupe donc dans l'échelle de résistance régionale une place assez voisine de celle des gneiss encaissants. On peut du reste s'en assurer en examinant la terminaison nord-est de l'intrusion où les deux roches sont côte à côte sans interposition de variétés basiques. Si l'on excepte les sommets taillés dans les quartzites, il n'y a pas de différence significative d'altitude entre les montagnes de granite et celles de leptynite.

Plus au Nord-Est, détachés de l'intrusion principale, existent d'autres affleurements de granite acide qui ne semblent guère moins résistants que le gneiss qui les entoure dans la topographie bordière du Loch Linnhe. Ainsi le granite de Rudha na h Earba est tronqué par le niveau pliocène accompagnant le rivage, à une altitude tout à fait analogue à celle des basses croupes de gneiss aux environs. Certes le contact est souligné par une faille dont le tracé a été exploité par un vallon dissymétrique. Le granite plus diaclasé, et de ce fait plus sensible au gel, a davantage reculé que le Moinien psammitique au Quaternaire en donnant naissance à des escarpements irréguliers, mais cette évolution latérale qui s'est poursuivie jusqu'au Tardiglaciaire n'a pas modifié les traits majeurs du relief. Un peu plus loin, au Nord du Lochan Doire a' Bhragaidh, le granite s'intègre dans la topographie de l'éperon sans influence notable sur le modelé. Là aussi, la résistance est du même ordre que celle des leptynites. Dans les deux cas, il s'agit d'un granite à grain assez fin, riche en quartz et fort mal pourvu en éléments ferromagnésiens (biotite). La roche, de couleur saumon, est apparemment peu sensible à l'altération, et a libéré une quantité dérisoire d'arène. Par contre, un réseau serré de diaclases a affaibli le matériel en le rendant sensible à l'action de processus mécaniques comme la gélivation.

Comparativement à ces granites acides qui suivent le Grand Glen (1), la roche qui forme le cœur de l'intrusion de Morvern-Strontian a souvent un grain moins fin et généralement une proportion un peu plus élevée de

(1) Le granite qui affleure à la pointe de Rudha Dearg est à rattacher à cette catégorie.

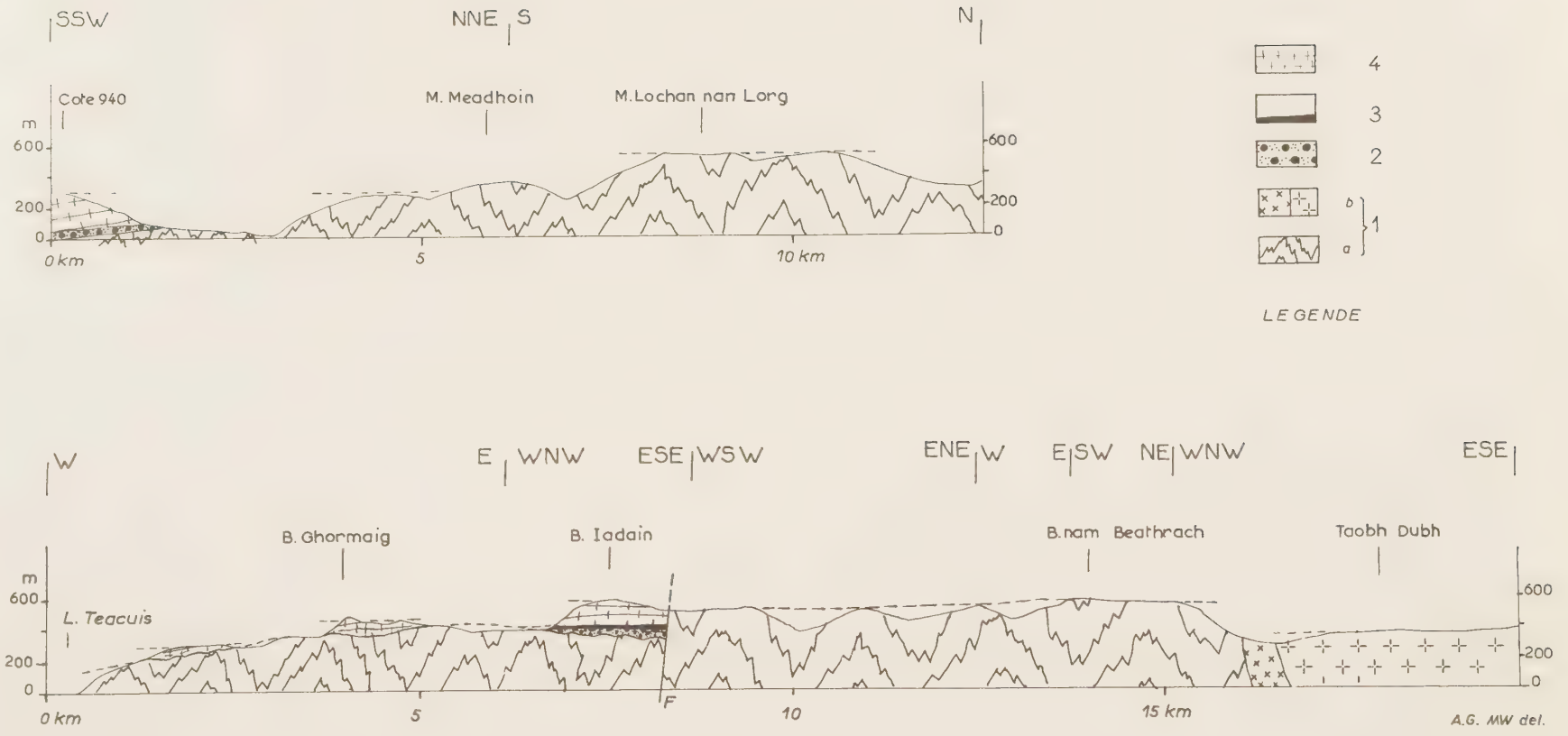


FIG. 115. — *Coupes à travers le Morvern montrant la terminaison des coulées de basalte sur le socle.*
1 : Socle; a : gneiss moinien (plissement conventionnel), b : batholite de tonalite et de granodiorite. 2 : Grès et conglomérats triasiques. 3 : Crétacé. 4 : Basalte tertiaire.

biotite. Ainsi au sommet du B. Mheadoin, on trouve une roche à grain moyen qui n'est pas restée intacte depuis la fin de la glaciation. En effet, une pellicule d'arène de 10-20 cm subsiste dans les creux. Les diaclases qui découpent les pans rocheux polis par la glace ont été élargies par une altération responsable de l'arrondissement des angles des volumes intermédiaires. De grosses et épaisses dalles à bords arrondis ont pu naître de cette manière. Néanmoins, il n'y a aucune commune mesure entre cette altération naissante et la profonde décomposition qui affecte le pourtour de l'intrusion. Par rapport aux variétés marginales, ce granite de type central est riche en quartz. D'après P. A. Sabine, la proportion de quartz dans le volume total y est de l'ordre du quart en moyenne [391]. Bien que largement prédominants parmi les feldspaths, les plagioclases (oligoclase essentiellement) y sont un peu moins abondants. Et surtout les éléments ferro-magnésiens y forment un pourcentage nettement plus modeste en raison de la teneur plus faible en biotite et de l'absence de hornblende. A cette composition minéralogique plus favorable s'ajoute une micro-fissuration moindre : l'analyse d'un échantillon du B. Mheadoin a révélé que les 2/3 environ des quartz n'étaient pas fissurés (l'indice moyen de fissuration des minéraux divisés étant de 1,3). Quant à la densité des diaclases, elle est importante par endroits sans être pour autant excessive. Suffisamment rapprochés, les plans de faiblesse ont permis un important recul de certains versants sous l'action du gel au Quaternaire. Ainsi s'explique la vigueur de la morsure des quelques grands cirques coalescents qui entaillent le flanc nord-est du massif montagneux. Si les sommets lourds ont été fort peu modifiés par les épisodes froids du Quaternaire, en revanche la retombée vers l'Est et le Nord-Est a été manifestement raidie. Il est vrai, que la dissymétrie n'est pas seulement d'ordre climatique. Elle ne se réduit pas à un simple contraste d'exposition, car ce dernier n'a fait que renforcer une opposition d'origine structurale qui existait déjà au Préglaciaire. Il faut y voir la conséquence de la proximité immédiate du niveau de base du L. Linnhe, elle-même issue de l'exploitation du puissant décrochement du Glen More qui en recoupant le cœur de l'intrusion à l'emporte-pièce a interrompu brutalement le massif granitique. Le Loch a' Choire, bras de mer profondément encaissé dans le relief, est l'héritier d'une vallée préglaciaire ayant servi de collecteur aux cours d'eau qui dissèquent toute la région par leurs puissante reprise d'érosion. Le flanc nord-est du massif a été de cette manière éventré par une série de vallées convergentes séparées par des échines étroites à versants raides et transformées ultérieurement par la glaciation en vallées suspendues. Le renversement de drainage opéré à la hauteur de Lochuisge, montre concrètement que les avantages du côté est n'ont point cessé d'être utilisés au cours du Quaternaire froid.

L'individualisation du volume saillant de granite du Morvern n'est bonne que dans la mesure où l'auréole de terrains intrusifs moins acides a été mise en creux par érosion différentielle. Parfois la zone marginale du batholite a simplement été nivelée par un aplanissement plus tardif et moins élevé que ceux qui tronquent les sommets des plateaux encadrants. Ainsi la croupe parfaitement régulière du Taobh Dubh et celle cotée 920, qui lui fait face, sont deux témoins du niveau écossais bien conservés dans les granodiorites *(fig. 115)* en contrebas des tables granitiques et gneissiques situées de part et d'autre. On retrouve une position analogue sur le pourtour de l'alvéole de Strontian dans les tonalites, mais ce cas reste néanmoins assez exceptionnel. Le plus souvent, un rajeunissement ultérieur s'est fait aux dépens de l'anneau double de granodiorite et de tonalite, de telle sorte que la bordure de l'intrusion qui a été mise en place la première se traduit par un couloir évasé nettement déprimé et bien individualisé. La vallée du Liddesdale Burn ou encore la partie supérieure du Gleann Geal peuvent servir d'exemples. En suivant la bordure externe du batholite, l'Allt Beithach (haut Gleann Geal) a façonné une vallée dissymétrique où le versant ouest raide qui épouse la limite des gneiss encaissants au pied du B. Chlaonleud, s'oppose à la longue montée douce qui conduit dans les granodiorites au centre du massif décrit plus haut.

Visibles dans de nombreuses coupes naturelles ou artificielles, les roches de bordure du pluton apparaissent presque toujours profondément altérées. Juste avant le rétrécissement du loch Sunart qui marque avec le raidissement des versants l'entrée de la vallée principale dans les gneiss, la carrière de Liddesdale recoupe du côté sud une pente de 20° environ. Grâce à cette entaille, on peut voir que le matériel de couleur sombre, complètement décomposé est devenu si friable qu'il s'effrite au toucher en donnant une arène grossière d'agrégats de cristaux. Les oiseaux y ont creusé sans difficulté toute une série de niches. Il ne peut y avoir de confusion avec un dépôt de pente car de gros filons quartzo-feldspathiques clairs à peu près intacts traversent encore la masse. Comme cette décomposition *in situ* atteint plusieurs mètres d'épaisseur, elle ne peut pas être raisonnablement rapportée à l'époque postglaciaire. Il suffit d'ailleurs de regarder un peu plus haut sur le versant les roches moutonnées pour constater que l'altération est encore tout à fait superficielle avec un ordre de grandeur différent qui se chiffre en centimètres. Il faut donc admettre qu'en bordure d'une vallée de première grandeur, en un endroit qui n'est pas particulièrement abrité, les glaciers ont laissé subsister un épais manteau d'altérites. A l'examen, la roche en question se classe dans les tonalites à grain grossier. Les plagioclases y sont très abondants mais l'altérabilité provient surtout de la forte teneur en éléments ferro-magnésiens. Biotite et hornblende étroitement imbriquées l'une dans l'autre et associées au sphène font de cette variété basique de granodiorite une proie facile de l'érosion chimique. P. A. Sabine qui a étudié en détail la pétrographie des diverses roches du batholite [391], estime que

dans ces tonalites malgré une assez grande variabilité des proportions de minéraux, les feldspaths constituent presque toujours plus de la moitié quelquefois plus des 2/3 du volume total. La teneur assez élevée en biotite dépasse nettement celle de hornblende. L'aspect feuilleté de la roche provient d'une disposition parallèle des cristaux de micas, les éléments ferro-magnésiens ayant tendance à former des agrégats suivant des plans préférentiels espacés. Cette dernière particularité est à n'en pas douter un facteur de faiblesse pour le matériel.

Grâce aux nombreuses coupes fraîches effectuées pour la réfection de la route A 884 il est facile de constater que les granodiorites qui succèdent à l'anneau le plus externe de la tonalite, offrent également de beaux exemples de décomposition en place dont les produits n'ont été que très partiellement et irrégulièrement nettoyés par la glace, même sur les hauts de versants bien exposés. La fréquence des processus d'exfoliation et de desquamation, la présence courante de boules (1) à divers stades de formation, sont là pour nous prouver que la densité de diaclases n'est pas trop forte et que la composition minéralogique est bien responsable de la fragilisation du matériel. Dans ces roches à grain moyen ou grossier qui se distinguent des tonalites par leurs abondants phénocristaux de perthite rose, les quartz comptent relativement peu dans l'ensemble. Par contre, les plagioclases dominent largement avec un pourcentage compris d'ordinaire entre 45 et 50 %. Quant aux nombreux éléments ferro-magnésiens — hornblende et biotite — ils forment souvent des minéraux déchiquetés et associés les uns aux autres, au voisinage desquels il n'est pas rare de rencontrer du sphène.

Dans l'ensemble, ces granodiorites ont une composition minéralogique assez voisine de celle des tonalites. Toutefois d'après Sabine [391], les quartz sont comparativement un peu moins abondants, les feldspaths potassiques mieux représentés au contraire. Quant à la biotite, elle est moins répandue : son pourcentage étant de l'ordre de celui de la hornblende (2). C'est vraisemblablement cette légère diminution du mica noir à partir des tonalites de la périphérie qui peut rendre compte de la place parfois un peu moins déprimée des granodiorites dans le modelé.

(1) Leur diamètre peut mesurer 1,50 m et plus.
(2) Voici d'après P.A. Sabine [391] quelques analyses de roches caractéristiques du batholite:

	Tonalites		Granodiorite	Granite à biotite	
	Bellsgrove Lodge (900 y. SW), Sunart	Lochaline Road 1600 y. SSW Clounlaid (Morvern)	300 y ENE Eilean a' Mhuirich, Loch Sunart	Allt, Buidhe Mòr, 2,8 km SE Uileann, Morvern	Carrière de Kingairloch Pier 1600 y SW Δ2136, B. na Cille Loch a' droire, Kingairloch
			I - ANALYSES CHIMIQUES		
SiO_2	66,58	62,95	63,53	72,26	71,25
Al_2O_3	14,84	16,31	16,08	14,67	14,33
Fe_2O_3	0,15	1,33	1,39	0,49	0,19
FeO	2,94	2,57	2,54	0,92	1,45
MgO	2,22	2,79	2,58	0,66	1,18
CaO	3,58	4,26	4,08	1,34	2,12
Na_2O	4,48	5,25	4,64	4,71	3,92
K_2O	2,87	2,44	3,43	4,08	4,10
$H_2O > 105°C$	0,68	1,08	0,45	0,49	0,47
$H_2O < 105°C$	0,14	0,25	0,07	0,15	0,05
TiO_2	1,04	0,83	1,14	0,25	0,34
P_2O_5	0,49	0,26	0,41	0,06	0,58
MnO	0,05	0,008	0,06	0,03	0,03
CO_2	tr		tr		tr
			II - ANALYSES MODALES		
Quartz	19	15	18	24	22
Feldspaths potassiques	17	12	20	20	23
Plagioclases	52	51	46	50	48
Biotite	7	11	6	5	5
Hornblende	3	9	7		
Sphène, apatite etc.	2	2	3	1	2

Vu le caractère banal du mode de décomposition en boules dans le secteur, il est aisé de comprendre pourquoi le lit du Liddesdale Burn est encombré par des blocs et des cailloux arrondis. Ces derniers représentent de toute évidence, les cœurs moins altérés de volumes rocheux qui ont été nettoyés par les eaux courantes soit sur place, soit après un transport limité par la glace. On attendrait en bordure du Loch Sunart une gorge de raccordement. En fait le Liddesdale Burn comporte seulement des rapides. Il n'attaque pas la roche en place mais se contente de dégager la partie supérieure des granodiorites décomposées en mettant à jour des blocs et des cailloux qui dépassent sa compétence. Aussi, le petit cours d'eau en est-il à travailler latéralement en façonnant un lit d'une largeur anormale qui atteint 10 m par endroits.

Dans le couloir évasé qu'emprunte le haut Gleann Geal, il est loisible de faire des observations analogues à celles qui viennent d'être décrites aux environs de Liddesdale. Nombreuses sont les coupes qui permettent de voir une profonde désagrégation granulaire des granodiorites ou des tonalites soulignée par l'abondance de l'arène grossière. Suivant les endroits, l'altération a donné naissance à des boules ou a gagné toute la masse rocheuse en place sur une épaisseur qui atteint couramment 1,50 m. Comme les volumes d'altérites sont souvent recouverts par la moraine de fond, il est clair que la décomposition date de la période préglaciaire. La durée d'un interglaciaire semble en effet insuffisante pour rendre compte d'une telle ampleur des phénomènes de « pourriture » des granodiorites. Certaines carrières situées le long de l'Allt Beitheach ne sont pas cependant sans poser quelques problèmes. L'une d'elles par exemple recoupe à la fois la roche décomposée *in situ* et la moraine de fond argileuse et beige qui la surmonte. Or dans le boulder-clay on observe à la fois;

1) des cailloux et des blocs arrondis de granodiorite qui s'effritent au simple contact tant ils sont fragiles

2) des cailloux anguleux ou subanguleux de gneiss sains. Si la provenance locale des matériaux ne soulève aucune difficulté, en revanche le transport est plus difficile à imaginer. Dans l'état actuel des choses un déplacement des boules de granodiorites, même à très faible distance, est impensable. Deux mécanismes peuvent rendre compte des faits :

1) Les blocs seraient d'anciens cœurs rocheux qui ont voyagé alors qu'ils étaient encore peu altérés. Placés dans la masse, très humide de la matrice morainique, ils auraient subi depuis la fin de la glaciation une cryptodécomposition totale. Compte tenu de la taille importante de certains blocs, cette hypothèse suppose une vitesse d'altération postglaciaire fort élevée qui ne s'accorde guère avec les observations faites en de nombreux points.

2) Les blocs déjà décomposés partiellement sinon totalement auraient, grâce à leur porosité, absorbé beaucoup d'eau. Cette eau prise en glace par le gel leur aurait permis d'être transportés sans trop de dommage. Ces deux explications ne s'excluent d'ailleurs pas mais peuvent se compléter. En tout cas, les chaos de blocs qui, au voisinage sont dégagés par le creusement des ruisseaux dans les granodiorites altérées sont formés d'éléments encore cohérents.

Les roches qu'on rencontre dans le haut Gleann Geal sont très voisines de celles de Liddesdale sur le plan de la composition minéralogique. Là non plus les diaclases ne sont pas très denses. Par contre, l'importance de la micro-fissuration a dû contribuer à affaiblir le matériel. Les 2/3 des quartz sont fissurés et au microscope, on aperçoit bien un lacis assez dense de micro-fractures et de cavités tappissés de produits ferrugineux.

Le Gleann Geal supérieur se termine avec la limite de l'intrusion. La partie inférieure de la vallée taillée dans les gneiss change totalement de caractère. Aux dimensions amples et régulières d'amont succède un gabarit variable qui provient de la succession de bassins étriqués et de verrous incisés par des gorges. En quittant l'alvéole marginale de granodiorite, la rivière a rencontré un matériel hétérogène et beaucoup moins sensible à la décomposition. Les ruptures de pentes du profil en long ont été exploitées par la glaciation et il est bien difficile maintenant de faire la part des actions glaciaires et de l'érosion différentielle tertiaire dans les irrégularités, tant sont grands les risques de convergence de formes. On peut toutefois essayer d'interroger les alluvions de la rivière, d'une part pour contrôler l'échelle de résistance des roches du secteur, d'autre part, pour estimer l'importance du transport des galets d'amont en aval. Pour ce faire, il est commode de compter à certaines dimensions les cailloux classés par nature lithologique. Cette méthode simple préconisée par J. Tricart [439], donne ici quelques résultats intéressants *(fig. 116)*. Trois comptages ont été effectués. En amont (c), dans la zone granitique immédiatement au-dessus du verrou de gneiss, la composition lithologique des galets est très monotone, la taille très uniforme et l'émoussé élevé. Les cailloux arrondis de granite et de granodiorite dérivés directement de la roche en place en voie de décomposition ou indirectement par l'intermédiaire de la moraine, prédominent largement. Dans la cuvette qui est un peu plus en aval (d), la proportion de roches granitoïdes baisse brusquement, bien que la limite du batholite soit à moins d'un kilomètre et demi. Il n'y a plus que quelques gros blocs isolés accompagnés de cailloux résiduels et surtout d'une fraction fine dérivant de l'arène (mais qui n'entre pas en ligne de compte dans les dénombrements de galets, bien entendu). De cette sous-représentation des cailloux granitiques ou granodioritiques, on peut tirer deux enseignements :

1) A l'exception de quelques grosses boules dont les dimensions ont permis au cœur de résister et qui proviennent d'ailleurs de la moraine, le matériel grossier est à peine représenté car la décomposition libérait surtout des débris fins;

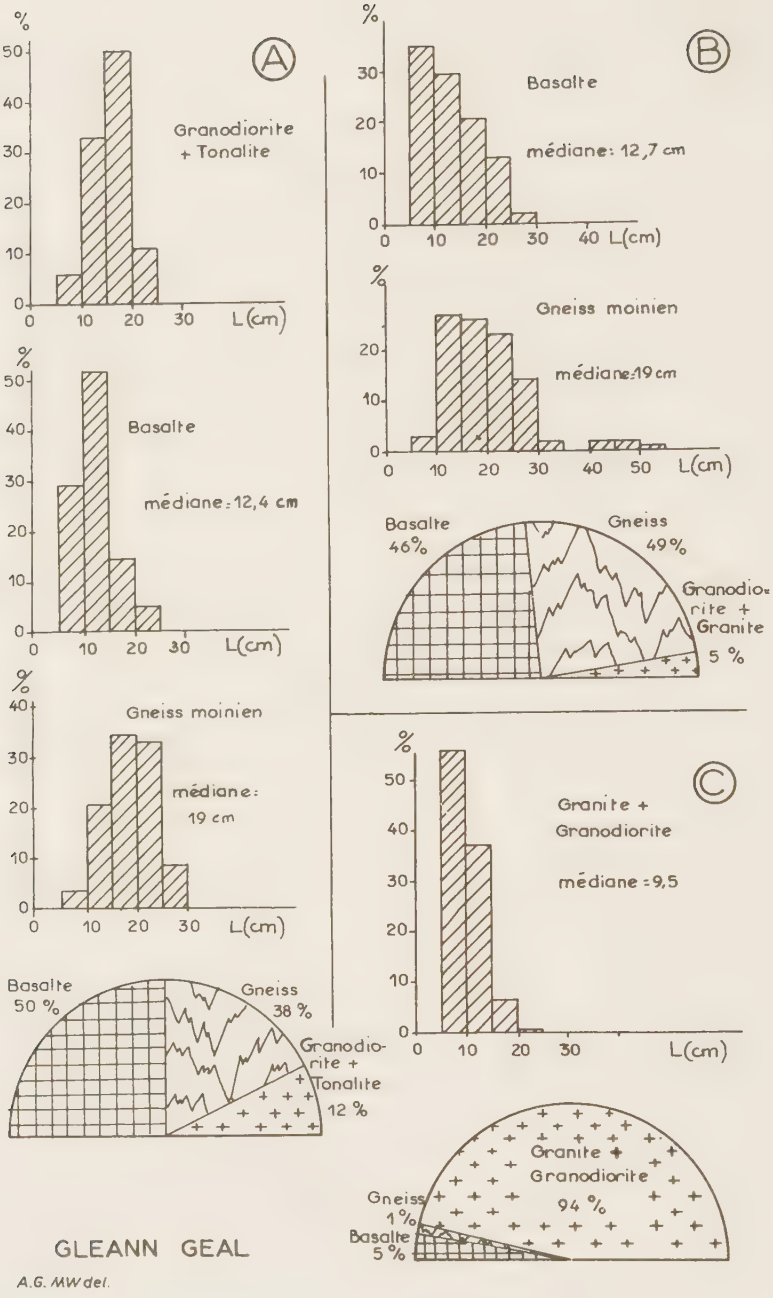


FIG. 116. — *Nature lithologique et taille des alluvions de plus de 50 mm du Gleann Geal (Morvern).* D'aval en amont; A : dans le bassin à proximité du verrou du Strath Uladail; B : dans le bassin suivant, en aval de la cascade na Mucaireachd; C : en amont du verrou de gneiss, dans la zone granitique à 500 m au SW du pont d'Uileann.

2) La prise en charge des cailloux par le cours d'eau a été extrêmement limitée puisque le pourcentage des galets de roches granitoïdes est calqué sur la limite des affleurements de l'intrusion. Quant à la phase fine, elle peut fort bien avoir transité sous forme de matrice morainique avant d'avoir été lavée et incorporée aux alluvions fluviatiles. Basaltes et gneiss dominent mais chacun a une taille qui leur est propre et qui reflète l'espacement des diaclases dans la roche en place. Leur émoussé est faible car ces cailloux dérivent de dépôts glaciaires. La présence de basalte qui n'est pas représenté dans le bassin ne peut du reste pas s'expliquer autrement. Dans la cuvette suivante (a), les caractéristiques des alluvions ne se modifient plus guère et appellent par conséquent les mêmes remarques qu'immédiatement en amont.

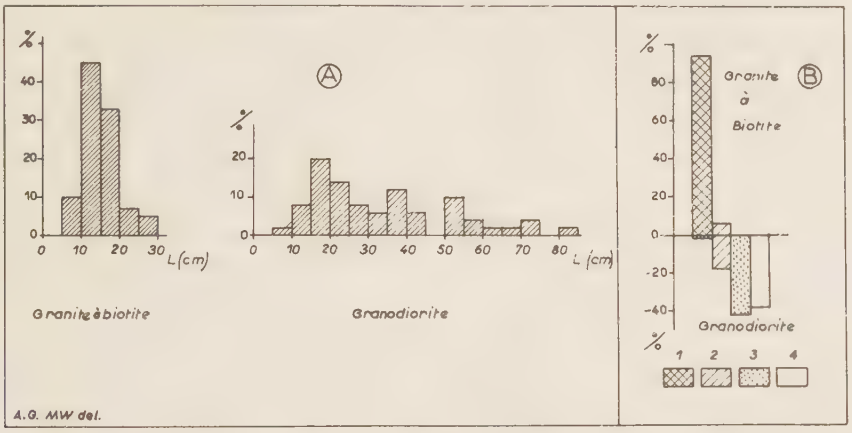


Fig. 117. — *Le matériel de la moraine de Steall an Eisg (Morvern).*
A : histogrammes des longueurs des éléments de plus de 5 cm. B : émoussés « à vue »; 1 : anguleux; 2 : subanguleux; 3 : mal arrondi; 4 : bien arrondi; (daprès A. Godard, *Rev. Géom. Dyn.*, XII, 1961).

La vallée de Lochuisge n'est pas moins intéressante que les deux précédentes. Elle offre même sur elles l'avantage de traverser l'extrémité nord du cœur du batholite et ainsi de permettre d'utiles comparaisons entre les deux types de roches intrusives. Un peu en amont du verrou de Steall an Eisg, le matériel morainique nous donne une illustration parfaitement claire des différences de réaction entre les granites à biotite et les granodiorites *(fig. 117)*. Les débris appartenant aux deux catégories pétrographiques sont présents côte à côte, mais dans un état très différent : 1) Aux granodiorites à grain grossier, correspondent des gros blocs bien arrondis mais assez altérés qui perdent facilement leurs écailles sous le marteau et peuvent même s'effriter totalement; 2) des cailloux plus petits, anguleux à arêtes vives, sont constitués par une roche moins basique et à grain plus fin qui n'est autre que le granite de type « central » du Morvern. Ce granite est sain et ne présente pas la moindre trace d'altération profonde. En dressant un histogramme des longueurs des cailloux de plus de 5 cm, on s'aperçoit que les oppositions ne concernent pas seulement les tailles et les émoussés, mais encore le classement : l'homométrie des fragments de granite contraste avec l'hétérométrie des boules de grano-diorites. Tous ces caractères, dont certains sont paradoxaux au moins en apparence — les éléments les plus gros sont en même temps les mieux arrondis —, s'expliquent aisément par les conditions de mise en place. Si les cailloux anguleux de granite proviennent de la fragmentation par le gel d'une roche rebelle à l'altération mais assez divisée par des diaclases, en revanche les blocs arrondis de granodiorite ont été prélevés dans les volumes d'altération préglaciaire qui accompagnent le creux marginal.

Comme nous l'avons déjà observé ailleurs, le nettoyage de ces altérites de granodiorites par la glace a été ici aussi très imparfait. Non loin de l'axe de la vallée, à proximité du Loch Uisge, s'observent, en effet, de petites buttes présentant toutes les apparences d'accumulations morainiques banales mais qui sont en réalité des drumlins dont le noyau est constitué de roche en place traversée par des filons acides. Or les nombreuses coupes permettent de voir que le cœur rocheux est formé le plus souvent de granodiorite profondément décomposée. Des blocs, de provenance essentiellement locale et une matrice argileuse sont venus se coller sur les volumes d'altérites congelées qui n'avaient pas été déblayées.

Ces signes de puissante altération *in situ* disparaissent presque complétement à partir du Loch Uisge jusqu'aux environs de Tigh Ghardail, c'est-à-dire dans toute la portion de vallée qui traverse l'affleurement de granite « central ». Au delà, vers l'aval, on voit réapparaitre dans les coupes les blocs arrondis emballés dans l'arène grossière.

Un examen des galets du Glen Galmadale inférieur, encore plus à l'Est, confirme la sensibilité des « granites » à l'altération *(fig. 118)*. Dans le lit actuel de la rivière qui draine un bassin formé de gneiss, de quartzites et de

granites, les cailloux sont en général mal roulés. Mais des différences significatives existent suivant la nature lithologique. Le quartzite apparaît sous forme de débris anguleux dont la taille réduite mais homogène témoigne d'une fragmentation assez poussée par le gel le long de diaclases régulièrement espacées. Les gneiss plus massifs donnent naissance à des galets un peu plus gros mais aussi plus irréguliers. Quant aux granites, ils sont un peu sous-représentés par rapport à la superficie qu'occupent les affleurements dans le bassin. Si leurs galets sont en moyenne plus gros que ceux des autres roches, ils sont néanmoins un peu mieux arrondis.

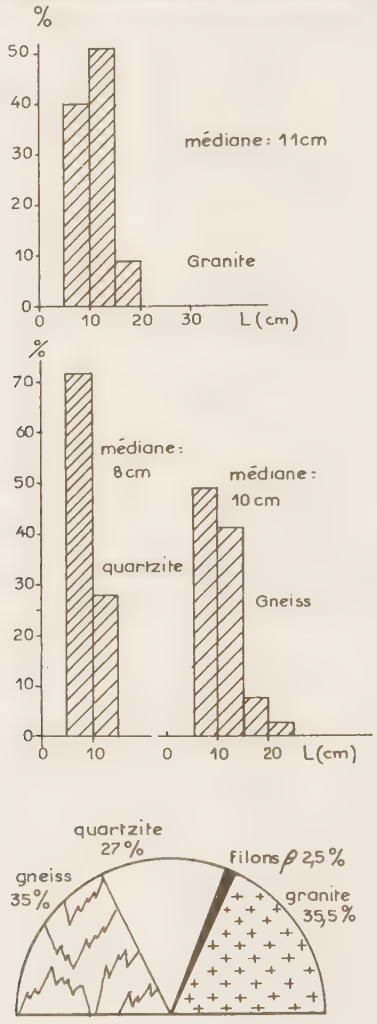


Fig. 118. — *Nature lithologique et taille des galets de plus de 50 mm du Glen Galmadale (Kingairloch).*

La distinction entre granodiorites à grain grossier et granites acides à texture plus fine garde un intérêt morphologique jusque sur la côte du Loch Linnhe. Entre Rudha na h Airde Uinnsinn et Cilmalieu, les deux variétés affleurent sur le rivage. Au Nord, les formes littorales anciennes sont vigoureuses et bien conservées, car elles sont taillées dans un granite rougeâtre à grain fin, peu altérable et qui s'est simplement débité en débris anguleux. L'étroite banquette rocheuse perchée à 8 m au-dessus du niveau marin actuel et qui n'est autre qu'une plate-forme d'abrasion correspondant à l'avant-dernier des rivages soulevés d'Ecosse, est d'une netteté indiscutable. La rigidité du modelé est encore accrue par la présence en arrière, d'une falaise morte très redressée dont la base est sapée par une série de grottes. Vers le Sud, au contraire, les granodiorites à gros grain, riches en éléments ferromagnésiens et en phénocristaux de feldspaths, ont subi une évolution continentale plus poussée. Les formes sont plus irrégulières et leur profil moins accusé. Dans l'ensemble d'un versant qui n'est qu'une « fausse falaise », seule la base a été dégagée par la mer.

Le batholite de Morvern-Stontian se termine au Nord du Loch Sunart par une expansion de l'auréole marginale de granodiorite et de tonalite qui s'exprime parfaitement dans le relief sous la forme d'un demi-alvéole. Tournée vers le Sud, la cuvette des environs de Strontian est clairement délimitée de trois côtés par une demi-couronne d'échines gneissiques dont le rebord interne coïncide très exactement avec la terminaison des roches encaissantes au contact avec les terrains intrusifs. Le schématisme du modelé n'est pas sans rappeler celui de l'alvéole de Langwell dans le Mainland septentrional. Au reste, dans les deux cas, la morphologie issue de l'érosion différentielle s'insère dans le cadre d'une topographie étagée qui a bien conservé ses niveaux d'aplanissement.

Comme dans le Morvern, il est clair que la surface à partir de laquelle a démarré l'évolution conduisant au dégagement de la cuvette, est la surface intermédiaire. Il est frappant, en effet, de constater que presque toutes les croupes de gneiss qui constituent l'amphithéâtre de bordure du côté nord ont une topographie sommitale calme et régulière à une altitude comprise entre 420 et 500 m. Ce chapelet d'éléments de plateaux qui va en arc-de-cercle du B. a' Chaoruinn au Druim Glass et au Sgùrr a' Bhuic se distingue bien des montagnes plus ou moins individualisées qui sont taillées dans le même matériel moinien en arrière (B. Resipol par exemple, *fig. 114*).

A partir de ces fragments de plateaux, vestiges de la surface intermédiaire, s'amorce une descente qui conduit par des pentes rectilignes assez modérées à la cuvette de Strontian proprement dite. Le fond est loin d'être plat et comporte deux étages nettement distincts : 1) Dans les tonalites de l'anneau le plus externe de l'intrusion sont conservés vers 300-320 m environ quelques restes plus abimés du niveau écossais. La petite table subhorizontale du Druim Liath Ard *(fig. 114)* est certainement le plus bel exemple par sa régularité schématique qui en fait l'homologue du Taobh Dubh de l'autre côté du L. Sunart dans le Morvern. Au pied du Druim Glass, la marche d'escalier de Bellsgrove Loch fait également partie du même ensemble, mais elle est sculptée dans les gneiss encaissants. Ces restes d'aplanissement écossais qui flanquent le pourtour de la cuvette de Strontian et ceux qui jalonnent le creux marginal du batholite dans le Morvern sont d'une netteté indiscutable. Mais ils ne viennent pas comme ceux du Centre-Nord au Mainland, buter brutalement contre les plateaux élevés ou les montagnes qui les dominent. En d'autres termes, le knick qui faisait l'originalité de ce niveau en le cernant fidèlement a tendance à s'atténuer ou même à disparaître vers le Sud du Mainland. Faut-il y voir l'effet d'une dégradation poussée des versants depuis la fin du Miocène sous l'effet d'un climat qui est beaucoup plus humide qu'au Nord ? C'est assez vraisemblable, car il est certain que dans le centre du Mainland, les derniers beaux exemples de knick ne dépassent guère vers le Sud la latitude de la tête du Loch Broom, ou à la rigueur celle du Loch Fannich. 2) L'étage inférieur est constitué par l'habituel niveau-banquette pliocène qui accompagne les grands axes hydrographiques. Peu développé en bordure du Loch Sunart dans les gneiss, il prend subitement une grande expansion dans les granodiorites du batholite en remontant le long de la riv. Strontian et de son affluent principal. Ce niveau encore bien conservé sur le sommet plat de certaines collines se trouve actuellement perché d'environ 100-150 m au-dessus des vallées grâce à la reprise d'érosion préglaciaire des cours d'eau et au travail du creusement des glaciers qui empruntèrent l'axe du Loch Sunart. Il s'en est suivi une dégradation du haut des versants par départ des matériaux fins issus de l'altération et apparition d'une topographie bosselée très caractéristique des pentes douces comme à Arriundle.

Granodiorites et tonalites, font preuve, en effet, comme dans le Morvern d'une sensibilité certaine à la décomposition chimique. Les coupes font apparaître ou bien des grandes dalles épaisses à bords arrondis, comme à Ranachan, ou encore plus fréquemment dans les variétés altérables, des grosses boules à divers stades de formation, comme aux environs de Kilcamb. La dimension de ces boules — le diamètre est couramment supérieur à 1 m — et leur arrangement régulier dans les « coussins » d'arène suggère que la macro-fissuration est faible et que les diaclases sont régulièrement espacées. C'est donc bien la composition minéralogique qui est responsable de l'état de profonde altération dans lequel se trouve la roche. L'abondance des éléments ferro-magnésiens, la présence de nombreux phénocristaux de feldspaths se signalent immédiatement à l'attention en soulignant la parenté étroite qui existe entre ces granodiorites et celle du Gleann Geal.

C'est dans ce stock de roches pourries que les glaciers ont puisé pour constituer leurs moraines. La meilleure preuve en est fournie par la vallée glaciaire du Loch Sunart vers Kilcamb, où le versant recoupe par endroits une masse d'altérites. Les rivières elles aussi ont bénéficié de la profonde altération qui a affecté les diorites quartzifères. Il suffit d'observer la riv. Strontian pour s'en convaincre. Dans les sections à pente forte, le lit est encombré par des tas de blocs arrondis qui proviennent du lavage de la moraine ou même du dégagement sur place des cœurs de boules encore sains. Aucun doute n'est permis, puisque certains blocs sont encore rattachés les uns aux autres par des filons acides qui en résistant à la décomposition, soudent encore le matériel au fond *(photo 28)*. Quant aux biefs moins déclives, ils sont occupés par des cailloux bien arrondis et surtout par des bancs de graviers qui dérivent de l'arène, soit directement, soit par l'intermédiaire de la matrice morainique. L'essentiel du travail actuel des cours d'eau consiste donc en une prise en charge des débris fins libérés par une décomposition chimique préglaciaire. Le creusement vertical en roche saine est des plus limité, car les rivières sont gênées par la présence dans leur lit de gros blocs qui dépassent largement leur compétence.

Bien entendu, les ruptures de pente qui accidentent les profils longitudinaux peuvent être mises aussi bien au compte de l'érosion glaciaire qu'à celui de l'exploitation préglaciaire des différences d'altérabilité dans un matériel rocheux hétérogène. En fait, bien souvent, le premier processus n'a fait qu'exagérer le second et on peut admettre que dans les vallées principales, les glaciers ont contribué à souligner les différences structurales qui marquaient le paysage avant leur passage. Ainsi, pour ne prendre qu'un exemple caractéristique, le large verrou surmonté de buttes morainiques qui barre, vers la côte 276, le Glen Tarbert, coïncide avec la bordure orientale du batholite. La vallée de la rivière Carnoch très évasée dans les tonalites, se rétrécit brusquement en amont dans le Moinien et ceci d'autant plus nettement que le faciès des roches encaissantes devient quartzitique le long d'une grande bande transversale d'orientation méridienne.

b. Le rôle morphologique des failles

Dans toutes les péninsules tournées vers l'Ouest et comprises entre le Loch Alsh et le Loch Sunart, les traits majeurs du relief sont sous la dépendance directe ou indirecte d'un réseau de grandes failles entrecroisées. La tectonique l'emporte nettement sur la lithologie dans la morphologie structurale de ce secteur, car le matériel, sans être homogène, n'offre pas suffisamment de possibilités d'exploitation par érosion différentielle (à l'exception du complexe intrusif de Glenelg qui a été analysé plus haut). Le socle entièrement constitué de schistes cristallins à des degrés divers de métamorphisme, est traversé par des grands accidents rectilignes et continus qui sont de toute évidence des fractures. Une influence aussi marquée dans le paysage ne peut être le fait du hasard. Il faut, semble-t-il, y voir l'effet de deux causes ayant agi dans le même sens :

1) La présence de la mer des Hébrides au voisinage immédiat des montagnes ou des plateaux élevés a joué le rôle d'un niveau de base stimulant l'utilisation des lignes de faiblesse du socle. Les cours d'eau à forte pente, puis les glaciers ont mis à profit les fortes dénivellations pour exploiter la trame des grands accidents tectoniques. Parfois la mer elle-même bénéficiant d'un fetch étendu en direction de l'Ouest ou du Nord-Ouest à contribué directement à la mise en œuvre de ce travail d'exploitation.

Toutefois, une telle explication n'est pas pleinement satisfaisante partout, car logiquement dans les régions côtières du Nord-Ouest du Mainland l'influence des failles devrait apparaître avec autant de clarté. Or nous avons vu que c'était loin d'être toujours le cas. Seule la péninsule d'Applecross a une morphologie aussi nettement conditionnée par la tectonique, mais elle se trouve précisément dans une situation particulière, au voisinage de l'ancien volcan tertiaire de Skye.

2) Nous nous trouvons donc dans l'obligation de faire appel à un deuxième élément explicatif : l'importance des mouvements tertiaires. Les péninsules occidentales ont ceci de commun qu'elles sont toutes placées à proximité des centres volcaniques tertiaires des Hébrides internes, et en bordure immédiate de la zone d'effondrement que représente la mer des Hébrides. Du point de vue tectonique, la région constitue une charnière importante de part et d'autre de laquelle, les mouvements se sont fait en sens inverse (v. chapitre II). Les puissants efforts de tension que ce mécanisme suppose ont dû nécessairement aboutir, dans ce socle rigide, au dépassement du seuil de rupture et par conséquent à la naissance de fractures. Si parmi les escarpements du Mainland liés à la tectonique, les plus beaux exemples sont localisés au Sud-Ouest, d'Applecross à Ardnamurchan, c'est avant tout en raison du caractère récent du jeu ou du rejeu des failles.

Malheureusement, l'absence de dépôts sédimentaires rend très difficile et souvent impossible la distinction capitale entre les escarpements de faille originels et les escarpements de ligne de faille. Depuis l'Oligocène, beaucoup d'accidents ont pu être nivelés, quitte à être remis en valeur ultérieurement par une ou plusieurs reprises d'érosion. La vigueur du creusement vertical dans le secteur n'est pas faite pour simplifier le problème. Il est toujours dangereux de se fier trop exclusivement au témoignage des formes. Même pour certains abrupts remarquables par leur fraîcheur et par leur étroite coïncidence avec une ligne de faille, on ne peut pas conclure d'emblée à un rejeu récent. Ainsi le remarquable escarpement qui se suit sur 2,5 km du Sud-Ouest au Nord-Est, dans l'extrémité septentrionale de la presqu'île de Glenelg en bordure du B. Fhada et du Faire Donn. n'est pas forcément originel. Il est pourtant d'une netteté assez peu commune, d'une rigidité rare; son tracé épouse de très près une longue zone de broyage. Mais de part et d'autre, les terrains sont différents (calcaire cristallin d'un côté, gneiss de l'autre) et chacun des compartiments constitue une banquette d'érosion qui se rattache à un aplanissement représenté distinctement dans les environs.

Il convient donc d'être extrêmement prudent dans les interprétations. Compte tenu des formes et des modalités d'action des agents d'érosion, il est possible de distinguer cinq combinaisons morpho-tectoniques.

Un cas d'entrecroisement de failles.

Un cas assez simple qui non seulement n'implique pas de mouvement récent mais encore n'est explicable qu'en l'absence de tout rejeu tardif, est celui où un entrecroisement de failles relativement anciennes en affai-

PHOTO 28. — *Boules d'altération de granodiorite*
encore reliées entre elles par des filons non décomposés, dans le lit de la Strontian River. La longueur est de l'ordre du mètre.

PHOTO 29. — *La partie supérieure du Loch Hourn.*
Noter la sucession de verrous et d'ombilics ennoyés. La limite des pins sylvestres (au premier plan) ne dépasse guère 100 m d'altitude. Vue vers l'aval.

blissant le matériel a permis le développement d'un aplanissement localisé. Ce type de modelé où la tectonique ne joue qu'un rôle tout à fait indirect, est représenté aux environs de Salen. Deux faisceaux de fractures orientés respectivement NW-SE et NE-SW, s'y recoupent obliquement en déterminant une disparition brusque mais purement locale du relief montagneux. Au faisceau NE-SW appartient l'extrémité méridionale du grand décrochement latéral du Strathconon qui est exploitée dans le secteur par le Loch Shiel et par la partie inférieure du Loch Sunart. L'autre branche de l'X est constituée par des accidents qui joignent le Loch Sunart moyen à la baie de Kentra ou à la côte des environs. A ces failles d'orientation NW-SE, s'ajoutent quelques accidents méridiens, comme celui qui aboutit à l'étroite baie rocheuse de Salen en convergeant avec une des fractures du second système. Le calibrage et le resserrement de ce petit bras de mer bordé du côté Est par une côte rectiligne et raide, sont précisément à mettre au compte d'une ligne de faille qui a guidé les glaciers dans leur action de nettoyage. La multiplication des zones de faiblesse résultant de l'entrecroisement des accidents dans le secteur de Salen a finalement abouti à une diminution d'ensemble de la résistance des gneiss qui a elle-même favorisé l'extension des aplanissement. Ainsi l'étroite banquette d'érosion pliocène accompagnant le Loch Sunart dans sa section moyenne prend subitement à la hauteur du coude de Salen un développement plus grand qui lui permet de communiquer largement avec les bas plateaux du Loch Shiel inférieur. Le cadre montagneux se trouve donc interrompu au lieu de rencontre des grandes failles. Bien entendu, un passage aussi commode a été amplement utilisé comme col de diffluence par la glace. Compte tenu de l'importance et de la position respectives des bassins d'alimentation, il est clair que c'est surtout la glace de la cuvette du Loch Shiel qui a débordé vers le Loch Sunart plutôt que l'inverse. Dès lors s'expliquent les modifications intervenues dans la branche inférieure de cette vallée ennoyée. A l'aval de Salen, le Loch Sunart est bien calibré car il épouse le tracé d'une ligne de faille, mais il est dépourvu de la banquette d'érosion qui accompagnait la vallée à l'amont. En revanche, ce niveau pliocène se poursuit sans solution de continuité jusqu'aux environs de Kentra Bay. Il est donc plausible d'admettre que primitivement le drainage était dirigé vers le Nord-Ouest et convergeait avec celui du bassin du Loch Shiel. Par transfluence, les glaciers du Loch Shiel ont, conjointement avec ceux du Loch Sunart façonné et calibré une vallée secondaire de ligne de faille qui donne maintenant au bras de mer son allure coudée caractéristique..

Un modelé de blocs basculés.

La tectonique peut intervenir de manière moins indirecte dans la topographie, quand elle commande l'organisation d'un modelé de blocs basculés. Suivant les endroits, les mouvements se sont poursuivis plus ou moins tard et naturellement les formes sont plus ou moins fraîches. Mais les marques imprimées par les aplanissements tertiaires dans le matériel résistant qu'est le gneiss sont suffisamment durables pour permettre de préciser quelque peu, l'âge relatif des dernières déformations. Le cadre étagé du relief si clairement représenté dans le Knoydart se retrouve en effet dans les péninsules voisines. En dépit d'un modelé de détail irrégulier, certains blocs ont conservé dans leur partie centrale des témoins inclinés de surfaces relativement anciennes. Par contre, les aplanissements plus récents ont mordu sur les pourtours sans apparemment avoir subi des gauchissements tardifs.

Cette combinaison morpho-tectonique est bien réalisée dans deux secteurs : la péninsule de North Morar et la portion orientale d'Ardnamurchan.

North Morar, vue du Sud depuis un des sommets montagneux de South Morar, apparaît comme une longue croupe rugueuse dans le détail mais assez simple dans l'ensemble. En effet, les influences structurales comptent peu par rapport au plan d'érosion qui tronque les divers bancs de gneiss. Or cet élément de plateau est nettement incliné du Nord-Ouest au Sud-Est et aucun palier n'est visible dans cette descente. Bien mieux, les plus fortes altitudes sont atteintes au Nord, à proximité immédiate d'une côte de tracé W-E remarquablement rectiligne et de profil étonnamment raide. Le plateau se termine brutalement par des escarpements qui peuvent dépasser 300 m de hauteur totale. Vers le Sud-Est, la terminaison est non moins brutale à l'étranglement qui joint les deux baies de Tarbet, car les montagnes commencent brusquement à l'Est. La forme d'ensemble est donc bien celle d'un bloc basculé vers le Sud-Est ou l'E.S.E. et bordé au Nord par une grande faille qui est responsable des caractères d'une côte qu'on peut qualifier de tectonique. Vu les relations avec les montagnes et les bas plateaux environnants, il faut vraisemblablement admettre que l'élément incliné est un morceau de surface intermédiaire. A l'Ouest, en bordure du Sound of Sleat, la présence de deux gradins non structuraux est intéressante à signaler car ces deux paliers, mordent sur le bloc sans être sensiblement déformés. Le plus bas représente de toute évidence un large témoin du niveau pliocène, développé le long de la côte. Le gradin plus élevé qui, à l'Est vient buter au pied du Càrn a'Ghobhair est une banquette plus étroite de l'aplanissement écossais conservée dans une situation analogue à celle qu'on peut observer dans South Morar, mais à une altitude un peu inférieure. Il est clair que le dernier basculement d'ensemble du bloc de North Morar se place entre l'élaboration de la surface intermédiaire et le façonnement de l'aplanissement écossais.

C'est une évolution étroitement parallèle qu'on peut déduire d'une analyse précise des formes de la péninsule d'Ardnamurchan dans sa partie Est. Le dispositif d'ensemble est tout à fait comparable, mais le basculement s'est effectué cette fois vers le Nord - Nord-Ouest. La topographie de bloc basculé est encore bien visible depuis une montagne comme le B. Resipol située plus à l'Est dans le Sunart, mais seuls les témoins assez réduits de surface intermédiaire — du B. Laga au Leac Shoilleir — s'intègrent dans le plan incliné. En dessous d'eux, les plateaux plus étendus qui jalonnent l'aplanissement écossais, sont apparemment restés subhorizontaux. On les suit parfaitement bien depuis le B. Bhreac au Nord jusqu'au Meall Tom a' Ghanntair en bordure du Loch Sunart, et même au-delà dans le Morvern. Ce n'est que dans le centre d'Ardnamurchan, dans le compartiment allongé que limite la faille tertiaire du Loch Mudle en bordure du secteur de volcanisme récent que nous pouvons voir des aplanissements récents basculés vers le Nord-Ouest. Apparemment, l'Est de la péninsule ne s'est pas montré solidaire de ces déformations tardives. C'est un môle rigide qui est resté à peu près stable depuis le milieu du Tertiaire, quoique placé entre deux secteurs plus mobiles : celui de la partie volcanique d'Ardnamurchan, et celui des environs du Loch Moidart en plein socle.

Des blocs basculés qui ont probablement rejoué tardivement.

Il y a, en effet, au cœur de régions gneissiques situées en retrait vers l'Est, et pourtant plus éloignées de la zone volcanique, des blocs basculés qui ont probablement rejoué à une époque plus tardive que les précédents et qui de ce fait apparaissent plus frais. C'est particulièrement le cas au Sud du Loch Moidart. Côte à côte, deux compartiments de forme géométrique — l'un représenté par l'île triangulaire d'Eilean Shona, l'autre par le plateau qui borde le Loch Moidart au Sud — ont été basculés vers l'ESE. Eilean Shona se termine brusquement sur la mer des Hébrides du côté WNW par un rebord abrupt de 130 m de haut qui n'est autre qu'un escarpement de faille assez peu réaménagé par les processus d'érosion continentale et marine. Quant à l'autre bloc, il est lui aussi tranché à l'Ouest par un grand versant raide et rectiligne, mais d'orientation franchement méridienne. La ligne de faille qui le longe de très près est d'autant mieux marquée qu'elle a été empruntée par la glace et exploitée par le gel. Aussi l'escarpement qui sert de limite au plateau et qui est du reste jalonné par une quantité anormale de blocs anguleux à arêtes vives se trouve-t-il exagéré. Il l'est d'une hauteur à peu près égale à celle des buttes alignées qui accompagnent le sillon à l'Ouest, car le sommet de ces petites collines rocheuses correspond, comme nous allons le voir, au niveau initial du compartiment affaissé qui a ensuite été partiellement défoncé par les glaciers du Loch Shiel.

Si le Nord du Moidart où le relief étagé est nettement visible, ne semble guère avoir bougé, en revanche, le compartiment de Kentra Bay - Kentra Moss a vraisemblablement eu tendance à s'affaisser. Placé au contact des deux blocs précédents, il a subi comme eux un mouvement de bascule vers le Sud-Est, mais à une altitude nettement inférieure. Cette position déprimée a favorisé la concentration de la glace au Quaternaire froid et a de ce fait permis un défoncement paradoxalement plus poussé que sur les compartiments voisins pourtant plus élevés. Néanmoins dans ce triangle affaisé, la dissymétrie originelle n'a pas disparu et les basses collines rocheuses à sommet plat qui subsistent entre les quatre passages surcreusés par le glacier du Loch Shiel permettent de reconstituer aisément la pente d'ensemble doucement inclinée vers le Sud-Est.

Dans ces trois compartiments qui font du relief du Moidart méridional une marqueterie, ce sont des aplanissements récents qui ont été inclinés; probablement le niveau pliocène lui-même. Une mobilité aussi tardive explique l'état de fraîcheur des formes d'origine tectonique qui aurait pu à première vue paraître surprenant.

Les côtes tectoniques.

En découpant le socle en compartiments, les failles ont profondément marqué la morphologie côtière et imposé aux péninsules un contour souvent géométrique. Parmi les côtes tectoniques, il est nécessaire toutefois d'établir une distinction entre les côtes abruptes qui dérivent directement d'un simple escarpement de faille et les rivages dont le tracé rectiligne est guidé par une ligne de faille qui peut appartenir à un accident relativement ancien. La côte ouest d'Eilean Shona ou celle qui recoupe brusquement North Morar du côté nord sont, comme nous l'avons vu, à classer dans la première catégorie.

A la seconde, on peut rattacher la côte occidentale de South Morar. Quoiqu'assez découpé dans le détail, ce littoral a un tracé général externe nettement aligné sur une grande faille NNE-SSW, au moins au Nord du bras de mer du Loch nan Ceall. Au Sud de cette baie, la ligne de faille se poursuit, mais traverse la terre en déterminant un creux rectiligne à fond plat et à versants de profil régulier. L'adoucissement des pentes dès qu'on quitte le front de mer au Sud du Tòr Mòr montre bien tout le parti qu'a su tirer l'érosion marine de l'exploitation de la ligne de faille (1). On est obligé d'admettre que l'accident assez ancien n'a pas rejoué à une date tardive, car

(1) Comme le montrent les vestiges de falaises mortes et de rivages anciens qui bordent la côte, notamment au pied du Maol na Readhra, cette érosion est à rapporter en grande partie à un épisode ancien, mais postglaciaire, où le niveau marin était supérieur au zéro actuel.

l'évolution est poussée. Les nombreux rentrants d'origine continentale qui découpent le soubassement rocheux de la côte, ne laissent en effet subsister entre eux que d'étroits saillants alignés sur la faille.

Les auges de ligne de faille.

Reste à examiner un dernier type de paysage lié à la tectonique faillée : les auges de ligne de faille. Il n'est pas spécifique du secteur et se rencontre assez couramment dans un bon nombre de régions accidentées d'Ecosse du Nord-Ouest. Néanmoins il est illustré ici par quelques exemples schématiques qu'il serait dommage de passer sous silence. Retenons, entre autres, le magnifique alignement de vallées glaciaires qui se suit du Sud d'Arisaig au Glen Finnan sur plus de 25 km, en traversant toute la péninsule de South Morar d'Ouest en Est. Cette orientation était peu favorable à une exploitation de bout en bout par les glaciers car la glace avait tendance à diverger vers les dépressions qui encadrent la longue presqu'île et en particulier vers le Loch nam Uamh. Il en est résulté un dispositif assez curieux, fait d'une juxtaposition de courtes vallées profondes séparées les unes des autres par des cols de diffluence élevés et peu transformés par le passage de la glace.

En dépit de ses dimensions plus modestes, l'étroite auge ennoyée qui fait communiquer le Loch Moidart avec le North Channel est encore plus schématique. Large de quelques centaines de mètres seulement et bordée par des versants raides et courts, elle se suit sans discontinuité sur 10 km. Ce sillon a bénéficié pour son exploitation d'une orientation WNW-ESE correspondant en gros au sens d'écoulement de la glace. En outre, la fracture qu'il épouse est très fraîche et détermine une coupure franche dans le volume des plateaux encadrants.

La bordure nord-ouest du Loch Linnhe qui tranche brutalement par de grands escarpements rectilignes les montagnes de Kingairloch et d'Ardgour se rattache évidemment aux deux derniers types morphologiques (4 et 5). Il est clair que la côte est tectonique puisqu'elle suit le grand accident du Glen More ou bien une faille secondaire branchée sur ce décrochement latéral. On ne pourrait pas s'expliquer autrement la rigidité et la simplicité des pentes qui recoupent à l'emporte-pièce les reliefs côtiers : le grand abrupt linéaire qui borde la mer, de Cilmalieu à Rhuda na h Airde Uisinn, en entaillant le granite est un exemple magnifique. Toutefois, il est non moins exact que le Loch Linnhe surtout dans sa partie supérieure la plus resserrée, doit être considéré comme une auge glaciaire de ligne de faille et même comme une des plus caractéristiques qui soient en Ecosse. De Fort-William à Corran, dans un matériel homogène de gneiss il est vrai, s'observe une large vallée rectiligne étonnamment bien calibrée. Au moins du côté nord-ouest qui suit de près la faille du Grand Glen, le versant reste presqu'uniformément raide et formé d'escarpements exactement alignés.

Quant au vaste loch Morar, son cas est à réserver. Ce lac d'eau douce qui est le plus profond de tous ceux du Mainland a vraisemblablement été guidé dans sa forme allongée et dans son orientation ouest-est par un grand accident tectonique qui doit être tenu pour responsable de l'ampleur d'un surcreusement atteignant jusqu'à 300 m en-dessous du niveau de la mer. Mais les versants raides et rectilignes dont la base est submergée sont trop écartés pour qu'on puisse reconnaître la véritable nature de cette grande cuvette et pour l'identifier à coup sûr comme une vallée de ligne de faille.

c. L'évolution quaternaire

Le Quaternaire froid.

Le Sud-Ouest du Mainland nord-écossais compte parmi les régions les plus belles de Grande-Bretagne. L'originalité de son paysage tient pour une bonne part à l'étroite et harmonieuse combinaison de grands plans d'eau naturels avec des montagnes ou des plateaux; autrement dit à l'existence de profondes vallées ennoyées qui en font un des secteurs les plus typiques de côtes à fjords avec les Hébrides internes volcaniques *(photo 29)*. D'une pareille association, une énergique action glaciaire peut rendre compte à condition qu'elle se soit exercée de façon très inégale. Or durant le Quaternaire froid la région a bénéficié de conditions exceptionnellement favorables à ce mode d'érosion. Abondamment alimentée par les copieuses précipitations côtières et plus encore — quoiqu'indirectement — par les organismes glaciaires issus des montagnes toutes proches elle offrait avant même l'arrivée des glaciers, un relief profondément incisé par un réseau de vallées s'organisant suivant la trame qu'imposait un canevas de failles bien dessiné. Que la marque imprimée par les glaciers dans le modelé soit vigoureuse dans ces conditions, n'est pas pour nous étonner. Des auges, pour la plupart tectoniques, découpent le pays en péninsules bien individualisées et le surcreusement atteint par endroits des valeurs assez inhabituelles pour l'Ecosse aussi bien dans les lacs d'eau douce (Loch Morar) que dans les bras de mer (Loch Linnhe).

Il serait néanmoins très dangereux de considérer pour autant que tous les traits du relief sont imputables à la glaciation quaternaire. Le propre des glaciers est d'agir efficacement en certains lieux et très superficiellement

en d'autres. Comme dans beaucoup d'autres secteurs d'Ecosse du Nord, il est aisé de montrer que des formes typiquement préglaciaires n'ont guère été modifiées par les passages répétés de la glace.

Le bras de mer du Loch Eil, par exemple, est certes une vallée ennoyée caractéristique, mais ses versants sont restés à peu de choses près ce qu'ils étaient avant la glaciation. Les pentes subaériennes ont des valeurs généralement comprises entre 7 et 13° et les versants dans une proportion de 2/3 du côté sud, 1/3 du côté nord sont très réguliers et rectilignes sans comporter le moindre replat ou palier. Vers le bas, la pente s'adoucit en raison des accumulations morainiques. Quant au relief sous-marin, il est peu profond, car la vallée trop large n'a pas permis un actif surcreusement (1).

Même dans des vallées étroites, les modifications apportées par les glaciers sont parfois très limitées. Ainsi le détroit de Kyle Rhea qui joint actuellement le Loch Alsh au Sound of Sleat et ne mesure guère plus de 500 m de large a gardé l'essentiel des traits acquis pendant son façonnement fluviatile préglaciaire. Les versants taillés dans les grès torridoniens et les gneiss sus-jacents charriès ont des formes marquées par la structure (dissymétrie en fonction des pendages des grè,s abrupts dans les gneiss, etc.) mais leur inclinaison reste dans l'ensemble modérée : 20 à 25° maximum. Les profondeurs sous-marines ne dépassent guère une vingtaine de mètres. Cette faiblesse des transformations glaciaires dans une vallée étroite est d'autant plus surprenante que le matériel n'est pas particulièrement résistant. A proximité immédiate, la mer a réussi à tailler dans les gneiss les magnifiques falaises de Glenelg Bay. Il est vrai que l'orientation subméridienne de Kyle Rhea n'était guère en accord avec le sens général d'écoulement de la glace vers le Sud-Ouest (Sound of Sleat) ou vers l'Ouest (Loch Alsh) (v. chapitre III, p. 112).

Pourtant une telle explication est quelquefois insuffisante, puisque certaines vallées, en dépit d'une orientation favorable, ont conservé des traits bien reconnaissables de modelé fluviatile préglaciare. C'est le cas de la tête du Loch Ailort, de la moitié inférieure du L. Eilt et de l'isthme qui les raccorde. Dans toute cette partie de grande vallée, on rencontre deux types de formes nettement opposées :

1) des versants doux constitués dans le détail d'une succession d'échines alignées au profil convexe et de vallons doux qui traduisent une exploitation des alternances lithologiques dans les schistes cristallins, mais témoignent en même temps d'une transformation très réduite par la glace. En circulant d'Est en Ouest, perpendiculairement à l'orientation méridienne des croupes, les glaciers se sont contentés de polir les flancs « amont » et de raidir les flancs tournés vers l'Ouest en créant ainsi une petite asymétrie dans le profil des échines. Mais il est clair que l'ensemble du versant n'a pratiquement pas été modifié;

2) des versants raides de dessin arqué et de profil concave qui montrent au contraire un recul non négligeable sous l'action du gel. Ces abrupts ont souvent été bien nettoyés par le passage de la glace. Or, ces deux types de versants ne sont pas disposés au hasard : ils alternent de manière régulière. Dans le Loch Ailort supérieur, ce sont les pentes exposées au Nord qui sont raides, le versant à échines étant tourné vers le Sud. Ce contraste frappant ne peut pas être d'origine climatique, puisqu'en amont, au-delà d'un complexe de verrous où les barres structurales se rencontrent des deux côtés, la dissymétrie devient inverse. Plus haut encore, dans la partie occidentale du Loch Eilt, les positions respectives changent de nouveau à plusieurs reprises jusqu'aux environs de Ranochan. Seule une ancienne vallée à méandres encaissés peut rendre compte d'un dispositif aussi particulier. Les rives concaves ont été davantage transformées par le gel que les rives convexes. Ces dernières ont été au total assez peu abimées par le chevauchement du glacier, malgré leur modelé de crêtes orthogonales dû à la structure. Comme dans d'autres exemples de vallées à méandres signalées plus haut, la localisation des verrous s'est souvent faite au voisinage du point d'inflexion où changeait le sens de la dissymétrie. C'est là que l'érosion glaciaire était minimale, comme l'atteste ici la descente des échines rocheuses transversales jusque dans l'axe de la vallée.

Enfin il ne faut pas négliger le témoignage des masses plus ou moins épaisses de régolites préglaciaires conservées en bordure des vallées empruntées par la glace. Déjà à propos de l'étude du batholite de Morvern-Strontian, il avait été longuement question de ces produits d'altération des granodiorites *in situ*, recouverts localement par un manteau morainique. Dans les schistes cristallins, les altérites sont plus rares mais ne sont pas absentes. Ainsi en bordure du Loch Sunart, au pied du B. Laga, des coupes artificielles permettent d'apercevoir du Moinien en place décomposé sur une épaisseur de 1,50 m à 2 m. L'altération en progressant suivant les plans de schistosité et les multiples fractures et diaclases a libéré de nombreux fragments de petite taille

(1) Le Loch Eil appartient à un ensemble de vallées orientées d'Ouest en Est suivant des directions grossièrement parallèles et débouchant dans le Loch Linnhe. S'il est normal de voir dans ces vallées des axes préglaciaires plus ou moins transformés par le passage de la glace, en revanche il nous semble bien difficile de les interpréter à la manière de E.B. Bailey [18] comme les têtes d'un ancien drainage transversal tronçonné par la mise en valeur tardive de la faille du Grand Glen. Nous avons vu (Chapitre II) que le dégagement du Glen More était un trait ancien du paysage écossais et que la répartition des restes de couverture de Vieux-Grès-Rouge (en bordure du Loch Linnhe : Rudha na h Earba, par exemple) suggérait une esquisse de creux dès le Dévonien. Vu l'ampleur de l'accident, la largeur de la zone de broyage il apparait très improbable qu'une telle faille soit resté inexploitée jusqu'à la fin du Tertiaire à une époque où de profondes vallées avaient incisé le volume montagneux. La vigoureuse reprise d'érosion qui a précédé l'élaboration du niveau pliocène n'aurait pas épargné une ligne de faille aussi importante. La reconstitution du drainage « conséquent » d'après Bailey se heurte du reste à de sérieuses difficultés d'ordre altimétrique.

à arêtes vives. Ces débris faciles à déblayer maintenant, mais autrefois soudés par le gel n'ont pas été emportés par la glace, malgré leur position assez exposée sur le versant de la grande vallée ennoyée (1).

Si l'érosion glaciaire est restée parfois d'une efficacité discutable, si en tout cas elle s'est montrée très inégale dans un matériel de socle rendu hétérogène par la présence de grandes zones de broyage, souvent elle s'est doublée d'une action indirecte qu'il est intéressant de considérer. Par les puissants barrages qu'ils constituaient, les glaciers ont quelquefois imposé aux incisions contemporaines des derniers stades de la glaciation une localisation qui apparaît désormais foncièrement inadaptée à la topographie actuelle.

Ainsi l'emplacement du débouché de la grande vallée du Loch Morar est aberrant. Alors qu'au Sud-Ouest du lac, s'offre un vaste passage bas à fond plat tourbeux large d'un kilomètre au moins, le Blàr na Caillich Buidhe, la rivière Morar entaille les collines rocheuses qui ferment le lac à l'Ouest par une gorge étroite accompagnée d'une cascade et de rapides, avant de rejoindre un estuaire sinueux. Ce creusement d'apparence fantaisiste ne peut être attribué à l'époque postglaciaire pour différentes raisons. 1) Les versants raides de la vallée du Loch Morar ont été fort peu modifiés depuis la fin de la glaciation. Les gorges de raccordement sont rares et quand elles existent elles sont médiocres ne donnant naissance qu'à des cônes réduits (ex. émissaire du Lochan Chuirn Duibh). On voit mal pourquoi la rivière Morar ferait exception dans la région, car elle est l'exutoire d'un lac dont la surface est à 10 m à peine au-dessus du niveau marin. 2) Dans le coude que décrit la rivière à la sortie du lac, la profondeur du chenal et l'absence de courant indiquent qu'il s'agit bien d'un simple appendice, prolongement du lac creusé à une époque où le niveau de la mer était nettement inférieur au zéro actuel. 3) La présence à l'extrémité du lac d'un complexe dissymétrique fluvio-glaciaire formé d'une alternance de lits sableux et de cailloutis et galets plus ou moins roulés, indique clairement le rôle qu'ont eu les eaux de fonte dans l'incision du débouché. 4) Si la partie supérieure de l'entaille dans la roche en place est à une altitude supérieure à celle du passage glaciaire de Blàr na Caillich Buidhe, c'est évidemment que ce dernier était encore occupé par la glace quand s'est effectué le creusement de la gorge. On peut donc en conclure que l'émissaire actuel du Loch Morar a eu son chemin tracé par un puissant torrent pro-glaciaire à un moment où la glace occupait encore le large débouché vers South Morar au Sud-Ouest. Le façonnement glaciaire de l'estuaire en aval de la gorge, l'adaptation de ses formes à une structure faite d'une succession de dykes basiques intrusifs dans le gneiss, montrent néanmoins que l'esquisse est plus ancienne, peut-être même préglaciaire.

L'inadaptation de la partie inférieure de la rivière Shiel peut s'expliquer par un processus assez voisin. Alors que le large fossé très déprimé de Kentra Moss s'offre à lui, le cours d'eau préfère s'installer tout contre les plateaux rocheux, entre ces derniers et la colline rocheuse de Shielfoot, en exploitant la ligne de faille méridienne qui limite le bloc basculé du Moidart méridional. Ce sillon est d'ailleurs mort dans toute la partie nord, car la rivière le quitte avant de rejoindre la mer, mais elle garde une position tout à fait marginale en longeant le flanc de la butte de Torr Mòrr. Un tracé de ce genre ne peut se comprendre qu'avec la présence d'une importante masse de glace remplissant la cuvette de Kentra Moss. C'est un organisme d'eaux de fonte para-glaciaires qui a ouvert la voie à la rivière actuelle en continuant la mise en valeur de la ligne de faille et l'exagération de l'escarpement bordier qu'avaient commencées les glaciers dans des stades plus anciens.

L'évolution postglaciaire.

Dans l'ensemble le relief continental est presque figé depuis la fin de la glaciation, l'évolution postglaciaire très limitée. Il y a bien çà et là quelques délogements de blocs par décompression et gélivation au Tardiglaciaire. Les éboulis caractérisques de cette période se rencontrent non seulement sur les parois d'auge mais plus haut jusqu'au voisinage des sommets. Le B. Laga offre ainsi des exemples caractéristiques de débitage de roches polies le long des diaclases avec éboulis morts au pied des parois découpées « en encoignures ». Mais tout cela ne représente qu'un aménagement de détail.

Plus faible encore est l'altération postglaciaire. Certes, des roches comme les granodiorites ont certainement continué à subir une décomposition chimique, surtout quand elles étaient placées sous la tourbe ou dans la masse-éponge d'un manteau moranique. (V. plus haut). Mais qu'est-ce en regard de la puissante décomposition préglaciaire ? Fort peu de choses au total. *A fortiori*, les gneiss se sont montrés rebelles aux processus d'altération. Certaines roches polies présentent quelquefois un début de désagrégation superficielle le long des plans de diaclases. Des esquisses de dalles peuvent même apparaître comme au B. Resipol. Mais là encore, l'évolution n'en est qu'à ses débuts.

En ce qui concerne le creusement linéaire, il faudrait également ne pas être dupe des apparences et se garder de surestimer l'importance du travail des cours d'eau postglaciaire. L'Allt Mhic Chiarain qui dévale les pentes du B. Resipol pour se jeter dans le Loch Sunart semble être un torrent très travailleur s'encaissant

(1) Le matériel morainique et fluvio-glaciaire dérive en partie de ces altérites. Ainsi à l'examen morphoscopique, les quartz des sables fluvio-glaciaires du Lochan na Criche dérivés d'un stock d'altération de granite et de gneiss, montrent une proportion non négligeable de grains taraudés.

rapidement dans les gneiss et les micaschistes. En fait, il suffit d'examiner la gorge pour se rendre compte qu'elle est ancienne. Le cours d'eau se contente de laver la moraine qui l'occupait en exportant la matrice et en laissant sur place dans les paliers séparant les cascades et rapides, des blocs et cailloux subanguleux ou anguleux. Il arrive que le lit épouse localement le tracé d'un dyke de dolérite. Cette roche en se décomposant a fourni une terre argileuse brune et de grands blocs plats, dont la couleur rose-jaunâtre s'oppose au gris-clair du gneiss encaissants. Or ces grandes dalles qui dépassent manifestement la compétence du ruisseau actuel encombrent la gorge plus en aval. Il est clair qu'une incision accompagnée d'une altération avait précédé l'arrivée des glaciers qui bousculèrent les débris dans leur déplacement et bouchèrent partiellement la gorge. L'Allt Mhic Chiarain n'est pas parvenu à modifier cet état de choses et n'a même pas nettoyé correctement les produits argileux d'altération.

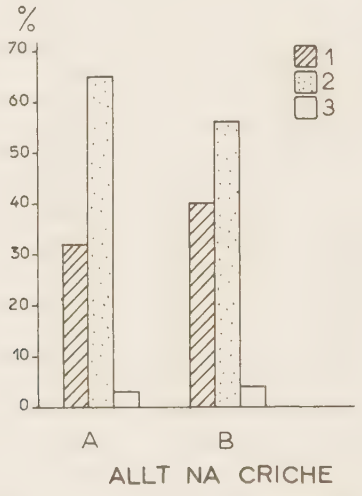


Fig. 119. — *Emoussés « à vue » des cailloux de l'Allt na Criche (Arisaig).*
1 : subanguleux; 2 : mal arrondis; 3 : bien arrondis. A : moraine avoisinante; B : alluvions du lit.

L'Allt na Criche qui débouche dans la principale vallée d'Arisaig au Nord-Ouest du Loch Eilt pourrait lui aussi passer pour un torrent actif sciant une gorge de raccordement. Mais il nous a été donné d'observer ce cours d'eau en pleine période de crue. Les eaux occupaient tout le lit encaissé, mais n'étaient pas chargées. L'examen des alluvions révèle que deux fractions grossières existent côte à côte sans beaucoup de tailles intermédiaires : des gros blocs un peu arrondis d'une part, des cailloux de l'ordre de 10 cm environ d'autre part; exactement comme dans la moraine voisine. Or en faisant un rapide décompte des émoussés à vue pour les cailloux, on obtient les mêmes résultats que dans le matériel morainique *(fig. 119)*. Il y a même une proportion d'anguleux un peu plus forte pour les alluvions fluvatiles; ce qui peut s'expliquer par une recassure de cailloux mal roulés d'origine morainique. Le torrent remanie donc avant tout la moraine en dégageant sa gorge. Peut-être déloge-t-il de temps à autre un volume rocheux compris entre deux diaclases, mais il ne saurait être question de lui attribuer l'entière responsabilité d'une incision dans le gneiss qui atteint 5 à 6 m par endroits.

L'évolution du littoral.

Elle paraît à première vue supérieure à celle des formes continentales, du moins sur les côtes bien exposées. Mais il faut remarquer qu'elle englobe en réalité, outre l'évolution actuelle, des transformations se rapportant à des épisodes anciens dont certains sont contemporains des derniers stades de la glaciation.

Ainsi au fond de l'étroit Sound of Sleat, est-on assez surpris de constater que le rivage est régularisé autour du Glenelg Bay. Trois anciennes vallés ennoyées (Glen Bernera, Glen More, Gleann Beag) ont été comblées par des accumulations de plages, tandis que des saillants intermédiaires étaient réduits par des falaises raides et parfois élevées. Les conditions rencontrées par l'érosion marine dans ce secteur côtier sont en réalité plus favorables qu'elle ne le paraissent. Vu l'orientation du Sound of Sleat, la côte se trouve localement exposée au Sud-Ouest avec un fetch de plusieurs dizaines de km. Il est significatif que les falaises les plus redressées et les plus hautes — celle de Biod Bàn dépasse 100 m de hauteur — soient situées au centre de la baie, c'est-à-dire en pleine exposition sud-ouest. Dès qu'on gagne les bordures, la hauteur décroît et les transformations effectuées

par la mer s'annulent rapidement vers Kyle Rhea et au Sud de Glenelg. Quant au matériel gneissique, très divisé par de multiples plans de faiblesse, il a reculé assez facilement tout en maintenant une pente forte, en raison de l'inclinaison de feuilletage vers l'intérieur : le pied de la falaise de Biod Bàn se trouve ainsi jonché par des amas de pierrailles anguleuses de dimensions réduites (10-20 cm).

Tout ce travail de simplification de la côte n'appartient cependant pas à l'époque présente. Le cordon de galets de Bernera, par exemple, est fixé. Les falaises sont mortes et bordées à leur base par des vestiges de rivages anciens. Même si l'élaboration des formes remonte à une période plus reculée, le dernier remaniement important date en tout cas de la plage soulevée intermédiaire. C'est elle qui jalonne la plus grande partie de la côte et cerne les falaises mortes. A cette époque les glaciers, quoiqu'en retrait dans les vallées, n'avaient pas encore disparu, ainsi que nous l'avons démontré au Loch Torridon.

De la même manière, les belles falaises sculptées dans le granite de bordure du Loch Linnhe, de Cilmalieu à Rudha na h Airde Uinnsinn, sont mortes et accompagnées par des restes de rivages anciens : plate-formes d'abrasion et plages soulevées intermédiaires. Apparemment, les relations chronologiques sont très voisines de celles qui ont été notées à Torridon. En effet, les grands escarpements qui recoupent le flanc de la montagne — versant continental dans le haut, falaise dans le bas — sont incisés par de profonds ravins débouchant sur des cônes de déjection à pente forte et à matériel grossier. Or ces cônes couverts se raccordent au niveau du rivage ancien. Vers Am Brolein, non seulement quelques gros éboulis tardiglaciaires ont dégringolé sur la surface de la plage soulevée intermédiaire mais cette dernière arrive en contact avec des accumulations morainiques sans la moindre trace d'érosion. Malheureusement aucune coupe ne permet de préciser si les dépôts sont contemporains ou non. L'évolution présente est des plus limitées : certains couloirs de ravinement sont ramonés de temps à autre et le matériel de la plage soulevée qui remaniait déjà les cailloux et blocs des cônes anciens est lui-même repris dans les cordons de tempête actuels. Au total, les traits essentiels de la morphologie littorale datant de la fin de la glaciation n'ont guère été modifiés depuis. Il est vrai que le relèvement isostatique n'était guère fait pour favoriser les processus marins d'évolution des côtes (1).

Beaucoup d'accumulations littorales remontent à cette période finiglaciaire et il est souvent délicat de distinguer les formations marines des dépôts fluvio-glaciaires, les premières dérivant souvent des secondes par passage progressif.

A l'extrémité orientale du Loch Eil, il est clair que le retrécissement (The Narrows) a été provoqué par l'implantation d'une plage ancienne dans une section peu profonde de la vallée ennoyée. Mais cette plage a elle-même été nourrie par les dépôts fluvio-glaciaires qui se sont effectués à la terminaison de la cuvette lacustre de surcreusement et accessoirement par du matériel provenant de la vallée affluente de l'Allt Dogha.

Les accumulations de Corran qui déterminent un étranglement médian du Loch Linnhe sont plus compliquées. Le problème n'est pas, comme le dit Mc Cann [288] de savoir si elles sont à ranger dans les plages soulevées ou dans les dépôts fluvio-glaciaires, car elles appartiennent en fait aux deux types. Il est bien évident qu'il est indispensable de faire appel à une brutale rupture de charge des eaux de fonte, si l'on veut rendre compte des principaux caractères de localisation et de formes de l'accumulation. Tant par la dissymétrie nette avec pente douce externe (Sud-Ouest) et pente raide d'amont (Nord-Est) que par la présence de lacs ronds provenant de la fusion de culots de glace (kettle ou sölle), le modelé est très caractéristique des complexes terminaux. Interpréter cette barrière de débris, ainsi que le fait Mc Cann, comme le reste d'un cône fluvio-glaciaire déposé en avant d'un glacier stationné dans le Loch Linnhe est donc parfaitement admissible. Nous ajouterons seulement que la localisation ne s'est pas faite au hasard, mais dans un secteur de moindre frottement de la glace, à la confluence des trois glaciers, du Loch Linnhe, du Loch Leven et Glen Gour.

Il n'en reste pas moins vrai que le matériel mis en place rapidement par les eaux de fonte a été repris, au moins sur le pourtour, par la mer qui a modelé des formes typiquement littorales. Un remaniement contemporain ou sub-contemporain du dépôt n'est peut-être pas à exclure, si l'on en juge par la banquette intermédiaire qui cerne les deux plus grands lacs. En tout cas, la mer de la plage soulevée inférieure a réaménagé les bordures d'un organisme qui était déjà rompu en deux à cette époque. Comme nous le faisait remarquer A. Guilcher (2), la dérive du matériel se fait dans les deux pointes vers le Sud-Ouest, malgré l'absence d'abri par rapport au vent dominant dans cette direction. La pointe du Nord est tournée vers le Sud-Ouest; celle du Sud est un assemblage de trois flèches successives plaquées contre les dépôts fluvio-glaciaires et recourbées vers le Sud-Ouest. Ce sens de progression ne peut guère s'expliquer que par un puissant courant de décharge provenant du Loch Linnhe supérieur.

Il est vrai qu'à une quinzaine de kilomètres au Sud-Ouest, au débouché du Glen Galmadale sur le Loch Linnhe, on assiste également à une dérive anormale des débris vers le Sud. Ce mouvement qui a conditionné la forme d'une flèche ancienne (plage soulevée intermédiaire), des deux flèches actuelles et des crêtes littorales qui les accompagnent, serait pour A. Guilcher (2), le résultat d'un mouvement rotatif explicable par le rôle d'abri que joue la pointe de Ceanna Mòr immédiatement au Sud.

(1) Observation écrite de M. A. Guilcher.
(2) Communication verbale sur le terrain.

Quant au curieux arc de cercle de plage ancienne que constitue Eilean Tioram, près de Dornie, il se localise comme les accumulations de Corran à la confluence d'auges ennoyées. Ici ce sont celles du Loch Duich et du Loch Long. La convexité du dessin de l'île tournée vers le Loch Alsh en direction du Sud-Ouest pourrait laisser croire que le facteur essentiel dans la mise en place des dépôts a été le vent dominant. En fait le croissant n'est que l'extrémité d'un crochet recourbé qui matérialise la lutte opposant le courant du Loch Duich à celui venu du Loch Long. Le premier plus puissant a repoussé le second en imposant aux débris une trajectoire enveloppante.

CHAPITRE VIII

RELIEFS MONTAGNEUX DE DISSECTION ET PLATEAUX ASSOCIÉS : LES RÉGIONS DE VOLCANISME TERTIAIRE

Avec les îles et les presqu'îles du district volcanique tertiaire d'Ecosse occidentale, apparaissent des paysages profondément originaux qui n'ont pas leurs pareils dans toute la Grande-Bretagne. Certes d'indiscutables traits de parenté lient ces régions à celles du socle du Mainland méridional. Dans la partie centrale de Skye, comme au cœur de l'île de Mull, de profondes vallées à grands versants concaves délimitent des volumes montagneux aux formes élancées qui rappellent d'assez près les reliefs accidentés du Mainland étudiés dans le chapitre précédent. Néanmoins dans les îles, les contrastes altimétriques sont plus accusés, les crêtes plus aiguës et mieux individualisées; en un mot, le paysage revêt un aspect plus « alpin ». Comme dans le Sud du Mainland, les failles jouent un rôle considérable dans la morphologie des îles et presqu'îles volcaniques, soit indirectement en imposant aux vallées un tracé conforme aux lignes de fracture, soit même directement en donnant naissance à des blocs basculés. Ajoutons enfin que l'étroite imbrication des domaines marin et continental, le découpage des côtes par de grandes vallées qu'un ennoyage a transformées en longs bras de mer ne sont pas particuliers au domaine volcanique puisqu'on les retrouve également dans les péninsules de socle du Sud-Ouest. Dans les deux cas, le morcellement qui en est résulté n'a pas été poussé au point de faire disparaître l'unité des ensembles morphologiques. Cependant les morsures d'un ancien réseau hydrographique bien hiérarchisé et tourné vers l'Ouest (chapitre III) ont amené l'individualisation des péninsules et imprimé en même temps aux grandes îles un dessin digité du côté ouest ou sud-ouest contrastant avec l'allure plus simple des côtes au Nord-Est.

Là s'arrêtent pourtant les ressemblances. Les grandes étendues monotones des tables basaltiques recouvertes de tourbe, les versants en escalier taillés dans les coulées, les parois rocheuses nues, véritables murs subverticaux coupés à l'emporte-pièce sont sans équivalent dans le Mainland nord-écossais. Mais c'est moins sur les plateaux que dans les montagnes et les collines que résident les différences essentielles : elles proviennent avant tout de l'existence des complexes volcaniques centraux eux-mêmes. Non que les volcans se traduisent par des édifices postiches sur le socle : ce type de relief si répandu dans le Massif Central français n'est pas représenté ou plus représenté en Ecosse. Mais par leur dispositif structural plus ou moins compliqué mais toujours hétérogène, les racines des volcans ont apporté un potentiel lithologique dont la richesse sans égale a été magnifiquement exploitée par l'érosion travaillant à proximité immédiate du niveau de base, sous un climat hyperhumide. Nulle part, en Grande-Bretagne, l'érosion différentielle n'a rencontré avec une telle variété de matériels sur de si faibles distances, des conditions aussi favorables. Il est bien évident que dans ces régions règne une primauté incontestable de la morphologie structurale, même si le point de départ de l'évolution qui a aboutit au paysage actuel peut être clairement rattaché à une phase d'aplanissement. La plupart des aplanissements récents ont été étroitement conditionnés dans leur extension, leur localisation et leur conservation par la nature des roches qu'ils tronquaient. On peut presque dire paradoxalement que c'est dans la mesure où les volcans écossais sont relativement anciens, qu'ils offrent une morphologie intéressante. En effet, grâce au déblaiement de la superstructure superficielle assez fragile, l'infrastructure de moyenne profondeur est apparue dans toute sa complexité. Les formes issues de l'exploitation des différences lithologiques y sont

finalement plus variées que celles qui résulteraient simplement des constructions de surface puisqu'elles ont conservé les marques des différents épisodes volcaniques qui se sont succédés au cœur des appareils. Un âge plus ancien, un niveau d'érosion plus profond aurait par contre appauvri le potentiel lithologique. Il suffit, pour s'en persuader, de considérer en Ecosse même, les racines des volcans dévoniens qui présentent un dispositif analogue à celui de certains appareils tertiaires (organisation annulaires du Glen Coe par exemple). Leur structure est au total, nettement plus pauvre. Tout se passe donc comme si les régions volcaniques tertiaires d'Ecosse occidentale avaient bénéficié de conditions particulièrement propices à une diversification poussée de leur potentiel structural.

Les deux plus grandes îles, Skye et Mull, ont entre elles beaucoup de points communs. Dans les deux secteurs, un puissant complexe volcanique occupe la majeure partie de l'île. L'organisation morphologique y est calquée sur le dispositif structural et comprend au centre, des montagnes sculptées dans le matériel des intrusions et sur les bordures, des éléments de plateaux basaltiques.

En dépit d'un découpage plus prononcé, la même disposition est encore aisément reconnaissable à Rhum et aux environs. L'île montagneuse de Rhum correspond au centre intrusif, tandis que les îles basaltiques de Canna d'Eigg et de Muck qui l'encadrent, constituent les fragments des plateaux du pourtour. Il est frappant de constater qu'à Skye comme à Mull, et dans une certaine mesure à Eigg, les plateaux basaltiques offrent la même dissymétrie fondamentale résultant de la position marginale des volcans au contact du Mainland et du fossé des Hébrides internes. Vers l'Ouest et le Sud-Ouest, ils sont divisés en presqu'îles étroites par des vallées partiellement ennoyées appartenant à un ancien drainage transversal tributaire du fossé (chapitre III); vers l'Est et le Nord-Est au contraire, de grands escarpements massifs tournés vers le Mainland font cesser brutalement le domaine volcanique aussi bien à Trotternish (Nord de Skye) que dans le Morvern, ou encore sur la côte est d'Eigg. Pareille opposition ne peut se comprendre qu'en faisant intervenir côte à côte des mouvements de sens opposé — surélévation de la bordure du Mainland, affaissement du fossé du Minch et de la mer des Hébrides — aboutissant à une inclinaison d'ensemble au voisinage de la charnière (v. p. 40 et 85). Ce jeu de compensation ne s'est pas limité à la période volcanique tertiaire. Déjà largement amorcé au Secondaire, ainsi que nous l'avons noté dans l'essai de reconstitution paléogéographique de la région (chapitre II), il s'est poursuivi jusqu'à une date assez tardive. S'il est évident que l'extension actuelle des basaltes est bien jalonnée par des limites d'érosion, ainsi que nous le prouvent les buttes-témoins de laves conservées en avant de la cuesta du Morvern, il reste très probable que du côté est, les laves n'ont pas dû s'étendre très loin, que le recul n'a pas dû être considérable. L'épaisseur totale des diverses coulées diminue en effet rapidement dans cette direction (v. p. 86). Par contre, vers l'Ouest, tant à Skye qu'à Mull, la puissance des basaltes, telle qu'on peut l'apprécier à partir des coupes naturelles fournies par les falaises, est très importante et il y a tout lieu de penser que l'épanchement des laves a dû se faire au delà du tracé présent des côtes (encore que ce tracé n'ait guère été modifié depuis le Préglaciaire, comme nous le verrons plus loin).

Tous ces problèmes sont communs aux diverses régions volcaniques tertiaires. Mais des nuances et même des oppositions régionales s'imposent dans l'analyse. Comme nous l'avons déjà observé en étudiant la structure (chapitre II), il convient de distinguer plusieurs types de combinaisons originales, sans toutefois dissocier l'unité de certains ensembles qui ont pu être fractionnés par les progrès de la dissection vers la fin du Tertiaire

A Skye où les mouvements d'affaissement généralisé par rapport au Mainland semblent avoir été plus limités qu'ailleurs, où le centre du complexe a même manifesté une nette tendance positive, un dispositif structural assez profond et relativement simple a été mis à jour. Il comporte de grosses masses intrusives (gabbro, granite) qui ont chacune leur paysage propre. Les plateaux de basalte qui occupent la quasi-totalité de la partie nord et nord-ouest de l'île ne sont pas dans leur organisation morphologique directement liés au centre intrusif. Ce sont des blocs plus ou moins basculés qui manifestent une relative indépendance vis-à-vis du cœur du complexe volcanique. L'évolution morphotectonique s'y est poursuivie fort tard.

En revanche à Mull, une tendance persistante à la subsidence a permis la préservation de splendides structures annulaires très compliquées, élaborées à moyenne profondeur. Souvent le dispositif structural d'une grande richesse se traduit fidèlement dans les formes, en dépit des déplacements qui ont affecté le centre du complexe. L'affaissement ne s'est du reste pas cantonné au cœur du volcan : il a gagné les basaltes du pourtour et l'ordonnance générale des plateaux de laves de Mull et du Morvern s'est trouvée étroitement rattachée à celle du complexe volcanique dans son ensemble. Grâce à la convergence des pentes vers le centre et au redressement des bordures escarpées, l'unité morpho-tectonique ressort beaucoup plus clairement qu'à Skye.

Entre ces deux ensembles de grand format s'intercalent des complexes de taille plus réduite. Rhum forme avec les trois îles basaltiques qui l'entourent un édifice volcanique assez démantelé. La partie centrale intrusive qui est la mieux conservée rappelle d'assez près le centre de Skye, mais la disposition annulaire des affleurements y apparaît mieux et reflète l'existence de mouvements négatifs comme à Mull.

L'organisation des fragments de plateaux basaltiques de Canna, de Muck et Eigg, sans être aussi harmonieuse qu'à Mull, est malgré tout mieux ordonnée autour du centre du complexe qu'à Skye.

Quant à la portion occidentale d'Ardnamurchan, elle représente un peu un modelé réduit du secteur central de Mull. Mais le schématisme des structures circulaires y est encore plus nettement exprimé dans les formes car l'érosion linéaire peu vigoureuse n'a pas écrasé les effets de l'érosion aréolaire. Aux montagnes se substitue un relief de collines et de sillons dont le dessin géométrique traduit une merveilleuse adaptation aux différences lithologiques. Le volcanisme dont l'âge remonte — rappelons le — à la première moitié du Tertiaire (chapitre II), ne joue plus ici qu'un rôle tout à fait indirect. Les plateaux marginaux de basalte ont presqu'entièrement disparu et le cœur de l'édifice a cette fois été complètement nivelé par des aplanissements peu élevés et récents, avant la reprise d'érosion différentielle très nuancée qui a conduit au paysage actuel.

1. — LE COMPLEXE VOLCANIQUE DE SKYE-RAASAY

(fig. 120)

S'il est une opposition entre les montagnes de la partie centrale des édifices volcaniques et les plateaux du pourtour, c'est bien à Skye qu'il faut la chercher. Nulle part, en effet, elle n'est mieux représentée en Ecosse qu'ici : des plateaux d'allure calme s'arrêtent brutalement au pied des versants raides qui mènent aux sommets étroits des montagnes. Aucune transition n'existe entre ces deux types de paysages fondamentalement opposés qui coexistent sans la moindre interpénétration. Un contraste aussi accusé traduit de manière éclatante les différences fondamentales de structure entre le centre intrusif du complexe volcanique et les vastes coulées marginales. Les masses intrusives constituent un ensemble de volumes montagneux — des Cuillin Hills à l'Ouest, aux Red Hills à l'Est — qui n'ont pas été réduits par les aplanissements de la seconde moité du Tertiaire et n'ont probablement jamais subi de nivellement général. La surface d'érosion intermédiaire bien représentée sur les plateaux périphériques s'arrête en tout cas au pied des montagnes sans jamais y pénétrer. Quant aux aplanissements antérieurs, ils font le plus souvent défaut ou bien n'ont laissé que quelques témoins marginaux d'étendue très réduite et d'une authenticité de ce fait contestable.

Sans être tout à fait exacte, la coïncidence entre la géologie et la topographie est néanmoins fort bonne. Les aplanissements de bordure n'ont que fort peu mordu sur les gabbros des Cuillins : quelques centaines de mètres au Sud-Ouest, un peu plus d'un kilomètre au Nord, en bordure de la profonde voie de pénétration dans la montagne que représente le Glen Sligachan. Ailleurs le recul est quasi nul. Tout se passe comme si les basaltes du pourtour avaient été seuls à faire les frais d'un décapage qui a été essentiellement l'œuvre des surfaces intermédiaire et écossaise. Les grands escarpements de Leach Thuilm qui limitent les Cuillin Hills au Nord- Ouest sont pratiquement calqués sur le contact des affleurements de gabbros avec basalte. Au Sud, le splendide replat subhorizontal qui borde le flanc méridional raide du Sgùrr na Stri s'arrête non loin de la limite externe des gabbros. Dans les granites tertiaires, la morsure des aplanissements bordiers a été un peu plus sensible. A vrai dire, elle affecte surtout les feuilles intrusives marginales d'épaisseur relativement faible — à Raasay au Nord-Est, au B. an Dubhaich au Sud-Est par exemple — et a donc pu se réaliser sans le déblaiement d'un volume considérable de matériaux granitiques, essentiellement par le décapage des sédiments sus-jacents. Il n'y a guère qu'aux environs du Loch Ainort, dans les avancées encadrant ce bras de mer, que la masse granitique a subi une sérieuse amputation. L'aplanissement écossais qui souligne ici, comme ailleurs, la bordure des Red Hills, s'avance bien au delà de la limite des terrains intrusifs en reportant en arrière le contact des montagnes et des plateaux. Mais cet exemple ne constitue qu'une exception toute locale. Dans l'ensemble, les montagnes granitiques des Red Hills, même si elles sont plus réduites et moins continues que celles de gabbro, même si elles sont séparées les unes des autres par de larges vallées, n'en gardent pas moins un dessin calqué sur celui des affleurements. Cet accord satisfaisant entre la structure et la topographie montre clairement, s'il en était encore besoin, que la morphologie volcanique du centre de Skye doit avant tout ses traits majeurs à des phénomènes de destruction, de dégagement d'un, ou plus exactement de plusieurs noyaux intrusifs à travers la masse des terrains effusifs et sédimentaires de la périphérie. Mais rappelons que la partie centrale de Skye a été animée de mouvements positifs qui ont précisément favorisé le dégagement en question. Les éléments de carapace basaltique de la péninsule de Strathaird permettent de préciser un peu les choses : ils montent rapidement vers le Nord, c'est-à-dire *vers le centre* du complexe intrusif — de 380 m au Slat Bheinn à 460 m à An Stac 1 km 1/2 plus loin, et à plus de 600 m au Belig à 3 km 1/2 au-delà, soit une pente d'ensemble de 48 % environ — matérialisant ainsi l'ampleur de cette déformation centrale. Le relief volcanique de Skye est bien, comme le notait déjà Harker il y a un demi-siècle, le produit de l'intersection des déformations de la et de l'érosion [200].

Au total, il n'y a donc guère d'inconvénients à suivre l'invitation que nous adresse la structure, en étudiant séparément les plateaux et les montagnes. Chacun de ces deux domaines, a ses problèmes qui lui sont propres. Dans le centre montagneux, les oppositions majeures de la lithologie commandent les grands types de paysages.

Les retouches opérées par la glaciation concernent essentiellement les phénomènes d'érosion. Au contraire, sur les plateaux, dans un matériel basaltique assez homogène, c'est la mosaïque des failles qui joue le rôle essentiel et qui par conséquent doit retenir surtout l'attention. Si les glaciers ont généralement plus accumulé qu'ils n'ont creusé, en revanche les versants raides des grandes vallées ont subi parfois des transformations considérables en milieu périglaciaire. La mer elle-même a pu localement imprimer une marque vigoureuse dans le modelé depuis la fin de la glaciation.

a. Les montagnes de la partie centrale

Le Centre de Skye est occupé par un ensemble montagneux dont le dessin bien délimité rappelle en gros celui d'une ellipse à grand axe ouest-est. Si les plus grandes dimensions de ce groupement très ramassé de hauts reliefs ne dépassent pas 13 × 19 km, la netteté des formes raides, le contact brutal avec les plateaux environnants obligent à la considérer comme une unité morphologique d'autant mieux individualisée qu'elle coïncide avec une unité structurale : le cœur intrusif d'un complexe volcanique soumis à un mouvement d'exhaussement. En dépit des passages de la glace par transfluence d'une tête de bassin à l'autre, le système hydrographique a gardé l'essentiel de son organisation divergente composée d'une série de vallées courtes mais profondes prolongeant leurs parties inférieures ennoyées dans de longs et étroits bras de mer.

Dans ces montagnes, un contraste majeur fondé sur la lithologie oppose clairement deux types de paysages juxtaposés : le modelé des roches basiques (gabbros essentiellement) et le modelé des granites tertiaires. A l'intérieur du secteur montagneux tous les traits morphologiques sont marqués par ce dyptique simple. Partout se retrouve la même opposition, aussi bien sur les cartes de moyenne échelle que sur les photos aériennes. Mais naturellement c'est dans la réalité depuis le sommet des montagnes surtout, qu'on aperçoit le mieux les différences de modelé.

Les paysages des gabbros.

Aux gabbros correspondent les montagnes les plus élevées. Dans les Cuillin Hills, chaîne qui arrive jusqu'en bordure de la mer, un sommet dépasse 1 000 m et six autres 950 m. Toutes les montagnes de gabbro ont un air de parenté : ce sont des crêtes étroites désignées généralement dans la toponymie sous le nom de « sgùrr ». Malgré leur exiguïté, ces échines sont assez continues. Ainsi l'arc de cercle principal qui forme la partie ouest des Cuillins, peut se suivre d'un sommet à l'autre sur plus de 10 km, à partir du Gars Bheinn jusqu'au-delà du Sgùrr nan Gillean. La crête Blaven (Blà Bheinn) — Garbh Bheinn plus à l'Est est moins longue : 3 km environ. Les grands versants de ces montagnes sont le plus souvent décharnés. La rareté des éboulis y est remarquable et les vastes parois rocheuses nues, de couleur gris-sombre dominent largement. Le profil très redressé est à peine concave, tendu, presque rectiligne, sauf à la base. Mais la régularité rigide de ces versants est rompue par les profondes entailles des ravins et couloirs d'avalanche et surtout par la dissection d'importantes vallées affluentes qui réduisent beaucoup le volume montagneux. Quant aux sommets, ils sont aigus et irréguliers, d'allure tourmentée et déchiquetée *(photo 30)*. Il y a fréquemment dans l'architecture de ces montagnes, des lignes directrices bien marquées qui imposent aux formes un aspect géométrique et un profil dissymétrique. Que ce soit sur les parois, dans les incisions de vallées secondaires ou sur les crêtes sommitales, on retrouve l'influence de la structure sous forme de grandes bandes inclinées de façon suffisamment parallèle et régulière pour laisser croire parfois de loin à une origine sédimentaire du matériel. Les escarpements asymétriques, véritables « crêts » où un flanc structural doux rocheux et régulier s'oppose à des parois vertigineuses toutes burinées par le ravinement et bordées d'éboulis, ne sont pas rares.

On saisit encore mieux l'originalité de ces reliefs de gabbro si on les compare à ceux qui au voisinage sont sculptés dans des roches différentes. Quel contraste saisissant entre le lourd et monotone dos de basalte du Slat Bheinn et le Blaven tout strié et buriné sur le flanc duquel il semble monter à l'assaut ! Un peu plus au Nord, le gros élément de carapace basaltique d'An Stac aux formes simples et massives ne peut pas se confondre avec les grandes parois raides de gabbro du Blaven qui sont en arrière. La présence d'une intrusion acide de granites juxtaposée à celle des gabbros a donné naissance à des oppositions encore plus intéressantes car ces dernières se font à l'intérieur du domaine montagneux. Du haut du Marsco, on voit très clairement comment les bosses arrondies des montagnes granitiques diffèrent par leur profil simple et convexe, leurs sommets calmes et leur couleur claire des échines sombres et sauvages de gabbro situées au voisinage *(photo 30)*.

Le premier problème morphologique concernant ces gabbros est évidemment celui de leur résistance d'ensemble qui commande à peu de choses près l'extension du volume montagneux dans toute la partie occidentale du centre du complexe volcanique. La brutalité de la bordure de la montagne, qui n'est du reste pas particulière à cette catégorie de roche puisqu'elle se retrouve sur le pourtour des granites plus à l'Est, montre sans la moindre ambiguïté que les aplanissements périphériques ont fort peu mordu sur la limite des terrains intrusifs

FIG. 120. — *Esquisse morphologique de la partie volcanique de Skye.*

1 : montagne de gabbro avec crêtes. — 2 : granite tertiaire; a : en saillie avec dôme simple, b : en saillie avec corniche sommitale, c : nivelé par les plateaux de la surface écossaise, d : en creux. — 3 : calcaires et dolomies du Cambrien; a : nivelé par les plateaux de la surface écossaise, b : cuvette d'érosion différentielle. — 4 : Tectonique; a : principales vallées de ligne de faille avec prolongement, b : escarpement de ligne de faille, c : escarpement de faille, d : escarpement de ligne de faille inversé, e : grande charnière tectonique. — 5 : petit ressaut structural dans les sédiments et dans les sills. — 6 : versant raide des grandes vallées dissymétriques de la bordure montagneuse. - 7 : accidents dans les basaltes effusifs; a : escarpement ordinaire avec corniche, b : « reculée », c : grande butte à chapeau de basalte (Strathaird), d : front de cuesta de Trotternish, e : cuesta double. — 8 : inselberg isolé au-dessus de la surface écossaise. — 9 : restes du niveau d'aplanissement pliocène. — 10 : cirque glaciaire (ceux des montagnes de gabbro ne sont pas indiqués). — 11 : glissement de terrain. — 12 : falaise marine de plus de 150 m.

de gabbros (voir plus haut). En d'autres termes, l'individualisation du volume montagneux a respecté en gros les données fondamentales imposées par la lithologie. Cette individualisation est avant tout le fait de l'aplanissement écossais qui cerne la montagne aussi bien au Nord, à l'Ouest et au Sud des Cuillins, qu'au Sud-Est et au Sud de la chaîne du Blaven. Les témoins sont de taille réduite, mais d'ordinaire aisément reconnaissables sous la forme de banquettes bien marquées tronquant des formations variées à des altitudes qui décroissent un peu d'Est en Ouest, de 300 m à 250 m. A l'Est ce sont des fragments détachés de plateaux basaltiques tronqués. A l'Ouest et au Nord, des replats d'érosion buttant contre le pied de la montagne : l'un s'est conservé dans les roches ultrabasiques d'An Sgùman, bosse arrondie dont le sommet plat se prolonge exactement — mais avec une pente longitudinale sensible — par la table basaltique de Ceann na Beine; d'autres sont bien visibles au pied du Sgùrr Dearg, du Sgùrr nan Gobhar et du Sgùrr Thuilm tronquant les gabbros; enfin localement, l'aplanissement a pris une extension plus grande dans les gabbros du Nead na h Iolaire. On retrouve donc à Skye un des caractères fondamentaux de cette surface d'aplanissement : son knick bordier qui s'appuie ici sur la structure sans pour autant coïncider avec les limites d'affleurement.

Il peut paraître à première vue surprenant de constater qu'une roche aussi basique que le gabbro (1) occupe le sommet de l'échelle de résistance régionale, et montre la plupart du temps dans toute la zone montagneuse des parois rocheuses saines. Cette fraîcheur des affleurements ne doit cependant pas faire illusion, car le centre de Skye a été une région de glaciation autonome où, mieux qu'ailleurs, les roches ont été raclées par la glace. Il suffit de regarder les gabbros de certaines vallées étroites et gorges des plateaux du pourtour (la gorge de Glenbrittle Ho par exemple qui sera décrite plus loin) pour observer un matériel profondément décomposé en place. Au reste, cette différence de comportement ne provient pas uniquement d'un nettoyagee inégal par la glace. On peut considérer, en effet, que les gabbros ont été beaucoup plus facilement altérables sur des surfaces calmes que sur les pentes raides de la montagne où l'eau ne séjournait pas. Cette explication pourrait rendre compte de la persistance de formes relativement anciennes mais redressées (le front montagneux du pourtour, d'âge antérieur au pliocène) et de l'immunité des gabbros dans un massif montagneux en voie de dissection à la fin du Tertiaire par des vallées à versants très inclinés. Elle n'est concevable que dans la mesure où la roche en question n'est pas trop fissurée. Effectivement, les gabbros doivent avant tout leur résistance à leur massivité. En dépit d'une composition pétrographique où bien entendu, se rencontrent à côté des cristaux de labrador et d'augite, l'olivine, malgré une texture très grossièrement grenue, les gabbros ont remarquablement tenu sur les pentes bien inclinées, car ils étaient traversés par un réseau lâche de diaclases. Sur le faîte de l'échine du Blaven, où un relevé systématique des diaclases a été opéré, la médiane de la densité est inférieure à 4 au mètre. Beaucoup de pans rocheux de plusieurs mètres de longueur ne présentent pas la moindre fissure ouverte. Ainsi s'explique la faiblesse de l'altération en montagne depuis la disparition des glaciers. Nombre de roches polies sont pratiquement restées intactes sur les parois massives de la cuvette du Loch Coruisk par exemple.

Le comportement assez singulier des roches ultrabasiques à l'intérieur de l'intrusion de gabbro ne fait que corroborer l'idée selon laquelle la place occupée par les facteurs physiques dans la résistance globale des roches du secteur est importante. Au Sud-Ouest du Loch Coruisk, s'allonge sur un peu plus de 2 km une dépression dont le modelé contraste avec celui des alentours. Alors qu'aux environs dominent les paysages rocheux nus, ici abondent blocs et cailloux aux formes capricieuses et aux arêtes plus ou moins émoussées. Cette cuvette étroite qu'empruntent l'Allt a' Chaoich et An Garbh Choire coïncide assez bien avec l'affleurement d'une vieille intrusion de péridotite cernée par la mise en place ultérieure du gabbro *(fig. 121)*. La mise en creux ne semble pas tenir pour l'essentiel aux caractères minéralogiques mais plutôt à la fissuration du matériel. En effet, la digestion incomplète des péridotites par le gabbro s'est accompagnée de l'apparition de multiples fissures au dessin radial qui ont beaucoup affaibli la roche. Du même coup s'éclaire l'abondance des débris de taille très inégale (quelques cm à plus d'un mètre) et de forme irrégulière. Si le gel quaternaire a largement utilisé ces diaclases, il n'a probablement pas créé la cuvette. Cette dernière a dû être façonnée par érosion différentielle dès le Préglaciaire si l'on en juge par la pénétration de la décomposition depuis la disparition des glaciers dans ce secteur, contrairement aux environs : peu de débris sont restés intacts, presque tous ont perdu leurs arêtes vives. Il faut toutefois reconnaître que si la dépression allongée d'érosion différentielle dont il vient d'être question est assez significative, elle ne constitue pas un trait majeur du relief des Cuillins.

Les principales vallées qui pénètrent dans la masse intrusive de gabbro des montagnes ont un tracé indépendant de la lithologie. Néanmoins, la structure est intervenue dans l'implantation des cours d'eau les plus importants. Jusqu'ici, nous avons considéré implicitement le volume de gabbro comme homogène. Il ne faut

(1) Le pourcentage de Ca O dans les analyses chimiques dépasse presque toujours 10, celui de Mg O est compris d'ordinaire entre 5 et 8. Voici d'après la publication du Geol. Survey [161] la composition chimique d'un gabbro des Cuillins (Coir a'Mhadaidh) qui nous semble assez caractéristique :

SiO_2	47,28	Ca O	13,42	H_2O supérieur à 105°	0,53
Al_2O_3	21,11	Na_2O	1,52	H_2O inférieur à 105°	0,13
Fe_2O_3	3,52	K_2O	0 29		
Fe O	3,91	TiO_2	0,28		
Mg O	8,06	Mn O	0,15		

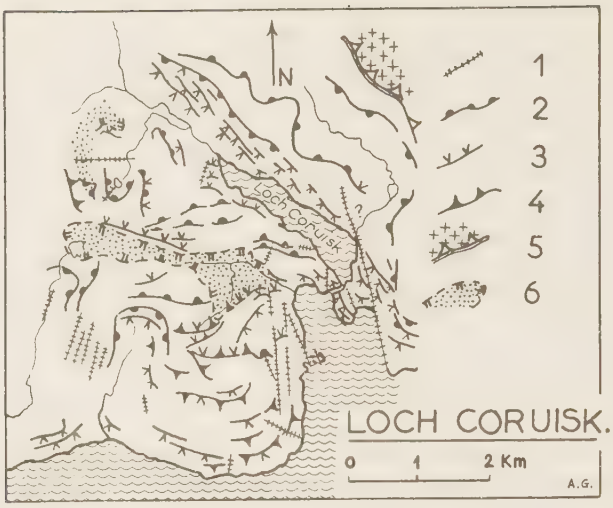


Fig. 121. — *Les environs du Loch Coruisk.*
1 : creux de fracture avec ou sans dyke. 2 : abrupt ou escarpement de gabbro. 3 : bordure escarpée d'une feuille de dolérite. 4 : corniche de basalte. 5 : escarpement composite dominant le granite. 6 : cuvette de péridotite.

pas oublier : 1) que la mise en place de cette intrusion s'est faite à la manière d'un gros laccolite par injection d'une série de feuilles successives; 2) que l'ensemble a été soumis à des déformations de type anticlinal ou synclinal qui ont été cartographiées par A. Harker [200]. Ces caractères expliquent bien des traits majeurs de la morphologie interne des montagnes de gabbro. Sur trois grandes vallées intra-montagneuses, deux sont clairement adaptées aux déformations du laccolite : la rivière Sligachan décrit un grand arc de cercle qui lui permet de contourner un anticlinal à plongement périclinal rapide; quant à la vallée du Loch Coruisk, si elle ne suit certainement pas une zone de broyage, puisque les roches en bordure du lac ne sont pas plus fissurées que celles des crêtes avoisinantes [E. B. Bailey, 18], elle épouse l'axe d'un grand synclinal orienté WNW-ESE. Vers l'Est, au contact avec l'intrusion de granite tertiaire, les relations sont plus compliquées car le granite sous-jacent s'est montré moins résistant que le gabbro et des formes d'inversion de relief sont apparues. Parmi elles, la plus caractéristique est celle qui permet au synclinal du Blaven de dominer par une chaîne étroite et rectiligne les environs et plus spécialement l'anticlinal de granite assez défoncé qui le borde à l'Ouest.

Quelques grandes oppositions de versants sont commandées par l'inclinaison des feuilles de gabbro et des « coins » de basalte qui subsistent entre certaines d'entre elles. Le caractère abrupt du front montagneux des Cuillin Hills a du être favorisé au Sud-Ouest et à l'Ouest par le pendage interne des feuilles intrusives vers l'axe du synclinal du Loch Coruisk. On pourrait presque être tenté d'assimiler l'arc montagneux dans ce secteur à un « crêt » enveloppant le synclinal et tourné vers l'extérieur. Mais cette assimilation procèderait à coup sûr d'une simplification abusive. Remarquons tout d'abord que la présence d'un anticlinal dans la partie septentrionale du laccolite ne modifie pas beaucoup l'allure d'ensemble du front montagneux. Au Sud- Ouest, même sans tenir compte de l'inégalité des modifications apportées par la morsure des cirques en raison des différences d'exposition climatique, les reliefs — le Gars Bheinn et dans une certaine mesure le Sgùrr nan Eag par exemple — gardent une symétrie d'ensemble du profil de leurs deux versants externe et interne. Inversement, les pentes de la cuvette du Loch Coruisk situées pourtant de part et d'autre de l'axe du synclinal sont assez différentes : celles qui sont au Sud-Ouest du lac sont nettement plus régulières et rectilignes que les escaliers de parois raides qui leur font face. Pareille opposition ne peut s'expliquer qu'en faisant intervenir les feuilles inclinées de dolérite qui ont été mises en place assez tardivement dans la masse de gabbro suivant un dispositif grossièrement concentrique (cone-sheets). Il en est de même au Blaven et au Garbh Bheinn qui lui fait suite vers le Nord : si la face nord-ouest présente l'aspect d'une grande muraille rocheuse assez simple tandis que l'autre face a un modelé beaucoup plus irrégulier avec des escaliers, cela tient au moins autant à l'inclinaison des feuilles de dolérite vers le centre du complexe intrusif à l'Ouest qu'au relèvement plus marqué du synclinal de gabbro du côté Est. Il est vrai que les deux directions ne coïncident pas exactement, ce qui se traduit dans le détail des formes, comme nous allons le voir.

Parmi les montagnes de gabbro de Skye, le Blaven fait figure de chaîne simple où l'influence de la structure dans le modelé de détail est particulièrement claire *(photo 30)*. Etroite crête rectiligne orientée NNE-SSW, parallèlement à l'axe d'un synclinal secondaire de la bordure orientale du laccolite, elle est constituée par l'empi-

PHOTO 30. — *Le contact entre le gabbro du Garbh-Bheinn et du Blaven* (ε) *et le granite de la bosse du Ruadh Stac,* (γ), *Skye.*
Noter le contraste des formes et des couleurs. Le Garbh-Bheinn est échancré par un cirque profond tourné vers le Nord. Vue vers le SSE.

PHOTO 31. — *Détail de la topographie au sommet du Blaven* (éperon Sud).
Dans un volume de gabbro massif, une feuille de basalte plus divisé, a été évidée par l'action du gel.
Le mètre donne l'échelle.

lement d'une série de gros bancs intrusifs de gabbro inclinés vers l'WNW. Mais ce matériel a lui-même été traversé plus tard par des intrusions mineures : des feuilles de dolérite fortement redressées vers le Sud-Est et des dykes basiques proches de la verticale, recoupant le relief de manière transversale du Nord-Ouest au Sud-Est ou de l'WNW à l'ESE. Les relations morphologiques entre les trois types de roches sont suffisamment schématiques pour qu'il soit possible d'en donner une représentation figurative simple *(fig. 122)*.

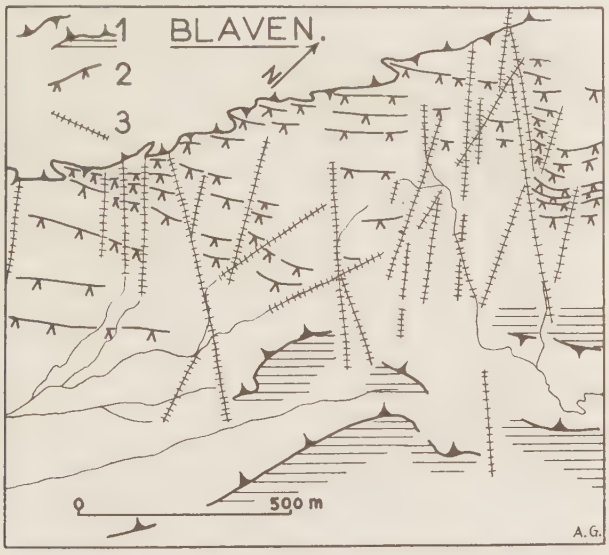


Fig. 122. — *Le versant SE du Blaven (Skye).*
1 : crête sommitale du Blaven et escarpements des plateaux basaltiques; 2 : ressaut donné par une feuille de dolérite; 3 : creux en rapport avec une fracture (suivie on non par un dyke).

1) L'essentiel du volume de la montagne est formé de gabbro. Il s'agit d'une roche massive peu poreuse, de texture grenue assez grossière, brune par décomposition superficielle, mais nettement verdâtre en cassure fraîche. L'altération est généralement à peine commencée et il est aisé de se procurer des échantillons sains. Les formes ne sont pas les mêmes à haute et basse altitude, suivant que la roche a été ou non soumise au gel au cours des derniers stades de la glaciation, à un moment où la glace occupait encore une grande part des vallées. Jusqu'à 300 m d'altitude environ, le gabbro se présente généralement sous l'aspect de grandes parois rocheuses nues, et très massives. Au-dessus, sans transitions, on passe à un modelé très déchiqueté fait d'une juxtaposition de volumes irréguliers en saillie et en creux. Il est évident que des plans de faiblesse virtuels, espacés de façon très variable ont été mis en valeur par le gel. Pourtant un élément d'ordre apparaît : c'est le « débit congénital » du laccolite avec ses grosses feuilles intrusives épaisses de plusieurs mètres et à l'intérieur desquelles se développent des fissures plus petites.

2) Les cone-sheets de dolérite sont le plus souvent obliques par rapport aux bancs de gabbro tant en plan qu'en profil. Ces feuilles de dolérite se reconnaissent aisément. D'abord parce qu'elles sont minces : leur épaisseur peut aller de quelques centimètres à près d'un mètre, mais dépasse rarement cette valeur. Ensuite, elles apparaissent le plus souvent en creux par rapport au gabbro *(photo 31)*. Pourtant la roche est résistante et saine, sa texture est fine, mais dans le système morphoclimatique froid et humide caractérisant les nunataks au cours de la glaciation de vallée, le facteur le plus important de faiblesse était la densité des diaclases. Or les dolérites sont à peu près deux fois plus fissurées que le gabbro (médiane de la densité = 8 au lieu de 4). C'est suffisant pour expliquer la sensibilité au gel qui a laissé comme traces des amas de débris de taille médiocre, anguleux, à arêtes vives.

3) Quant aux dykes basiques qui recoupent les deux roches précédentes à l'emporte-pièce, ils se traduisent eux aussi par des creux. Ils furent défavorisés pendant le Quaternaire froid non seulement par l'entrecroisement de nombreux plans de faiblesse (densité médiane de l'ordre de 15 au mètre), mais encore par leur inclinaison voisine de la verticale qui permettait une pénétration facile à l'eau.

Les processus de gélivation au cours du Quaternaire, sont donc parfaitement capables de rendre compte des différences de modelé de détail dans les roches. D'apparentes anomalies s'éclairent de la même manière : ainsi à première vue il peut sembler curieux que les sills et dykes tout en étant excavés aient fourni d'ordinaire des débris plus sains que le gabbro lui-même. En fait, le matériel des intrusions mineures ne s'est pas montré tellement plus rebelle à l'altération chimique, mais il a été simplement débité plus activement que le gabbro, ce qui

a eu pour effet de renouveler les surfaces d'attaque en libérant des fragments frais. Cette grande sensibilité au gel a eu parfois des conséquences bizarres : comme par exemple l'alimentation de talus d'éboulis en matériaux doléritiques dans une montagne pourtant formée essentiellement de gabbro. Il est évident que les sills et dykes basiques ont été pour les montagnes de gabbro exposées au gel un facteur d'affaiblissement au Quaternaire. Mais dans les systèmes morphogénétiques préglaciaires où l'altération en milieu humide a joué un grand rôle, les positions réciproques des deux types de matériel n'étaient pas forcément les mêmes. En certains cas, nous verrons qu'elles ont même pu être inversées.

Ce qui a été réalisé pendant toute la durée des glaciations de vallées sur la crête du Blaven, l'a été également, sur les pentes inférieures, mais dans des porportions plus limitées, pendant la période froide plus brève qui a immédiatement suivi la disparition des glaciers. Nous en avons la preuve en observant la base des versants rocheux qui encadrent l'auge du Loch Coruisk. Sur les grandes parois usées et polies de gabbro, se marque la ciselure ferme des étroits sillons des dykes. Exploités par le gel, ils donnent naissance à des creux occupés par de nombreux éclats anguleux détachés ou non *(photo 32)*. Des surplombs ont été créés de la même manière par la mise en valeur des sills au pied de certains versants de gabbro.

Au total, tout le modelé de détail du gabbro traduit clairement la fidèle adaptation de la gélivation différentielle quaternaire à la structure volcanique fine. Naturellement, cette structure est variable suivant les endroits. La densité des intrusions mineures en particulier change beaucoup d'un point à l'autre du laccolite, comme nous l'avons déjà dit (chapitre II). Il en résulte une certaine diversité des formes à l'intérieur même de l'unité structurale de la masse du gabbro. Un des meilleurs exemples est fourni par le Blaven lui-même. Le contraste qui oppose le versant occidental simple au versant oriental très régulier et profondément marqué par les escaliers de sills, provient essentiellement de la raréfaction brusque des intrusions mineures vers l'Ouest au voisinage de la masse de granite sous-jacente.

Entre les traits majeurs du relief et les formes de détail que nous venons tour à tour d'analyser, existe un modelé d'échelle intermédiaire qui est lui aussi profondément marqué par la structure : c'est celui qui correspond aux cirques, aux ravins, aux couloirs d'avalanche et d'une manière plus générale aux entailles découpant les crêtes des Cuillin Hills et des montagnes adjacentes.

Au Blaven par exemple — pour en revenir à une montagne dont la morphologie structurale est à bien des égards schématique — on peut aisément distinguer trois types de coupures transversales d'inégale importance :

1) Des couloirs étroits mais profonds, continus et bien calibrés, liés à l'exploitation d'un ou plusieurs dykes ayant cheminé à travers le gabbro, le long d'un plan de fracture. Les parois sont le plus souvent très raides et parallèles, même si l'oblicité du dyke détermine d'un côté un surplomb. La présence de restes de basalte ou de dolérite sur l'un des deux murs atteste l'origine de ce genre de coupure (1).

2) Des ravins « en encoignure » très dissymétriques qui proviennent de la mise en valeur d'une structure inclinée : cone-sheets de dolérite ou feuilles de gabbro. Le versant doux est très régulier et plan. L'autre est une paroi où le déchaussement de blocs de taille variable a laissé de profondes cicatrices.

3) Des coupures plus imposantes que les précédentes traversant la crête montagneuse de part en part. Aussi bien calibrées que celles du type n° 1, elles sont toutefois bien plus larges. Les dykes qui s'y observent sont obliques par rapport à la direction générale, donc indépendants. Le gabbro y apparaît densément fracturé. De toute évidence ce sont des lignes de faille. A leur passage, elles abaissent assez brusquement le faîte de la montagne.

Dans les cirques on retrouve aussi très clairement l'influence de la structure volcanique et plus spécialement celle de l'inclinaison des grosses feuilles de gabbro qui confèrent aux formes une allure rigide, et géométrique. Les exemples ne manquent pas. Dans les Cuillins, il y a l'embarras du choix. Ainsi le Coire an Uaigneis a ses parois latérales découpées parallèlement suivant deux fractures, tandis que le fond est incliné dans le même sens que le gabbro. Pour les deux cirques qui entaillent le flanc nord-est du Gars-Bheinn les choses sont encore plus claires car le plancher très incliné laisse apparaître dans ses escaliers la marque imposée par les bancs de gabbro. Quant aux murs, ils sont disposés très exactement suivant les trois côtés d'un rectangle et découpant un chapeau de basalte effusif en suivant le dessin d'un groupe de sills. Pour les cirques tournés vers l'extérieur, à l'exception de ceux qui découpent le flanc oriental du Sgùrr nan Gillean (bordure d'anticlinal), le redressement des feuilles qui composent le laccolite est favorable au développement de hautes parois raides occupant la quasi-totalité du fond. Cela se retrouve aussi bien au Sud-Ouest qu'à l'Ouest des Cuillins, dans des cirques aussi divers que Coir a' Ghrunnda, Coire Làgan, Coire na Bachachdich, etc. Les éperons de bordure ont généralement un sommet crénelé qui reflète la succession des feuilles inclinées de gabbro et des coins de basalte intercalés. Quant au plancher, s'il est peu incliné et souvent limité par un verrou net, c'est toujours en raison de la structure en bancs redressés vers l'extérieur de la montagne. Ce dispositif est du reste responsable de la netteté des formes d'étagement parmi les cirques d'âge différent.

(1) Le profond couloir rectiligne qui incise le flanc sud du Sgùrr na Stri appartient à ce type de coupure.

PHOTO 32. — *Détail d'une paroi au Sud-Est du Loch Coruisk.*
Un dyke de basalte creusé par le gel tardiglaciaire dans une grande paroi de gabbro poli, restée intacte.

PHOTO 33. — *Le versant sud-est du Glamaig.*
Chapeau de basalte (β) surmontant le granite tertiaire (γ).
Ravinement dans les talus d'éboulis. Vue vers le Nord-Ouest.

Les paysages des granites tertiaires.

Bien que de mise en place un peu plus tardive que le gabbro voisin, le granite tertiaire du centre de Skye se traduit par un édifice montagneux nettement plus démantelé. D'un ensemble assez délabré, il subsiste des volumes résiduels arrondis séparés les uns des autres par de larges vallées évasées qui font communiquer aisément les deux côtes de Skye (1). L'altitude maximale des sommets ne dépasse guère 700 à 730 m. Pourtant, il convient de parler de montagnes, ne serait-ce que par opposition aux plateaux environnants .

Les formes sont très différentes de celles auxquelles a donné naissance le gabbro. Ce qui frappe surtout ici, c'est la régularité des pentes, l'aspect uni des versants. Il y a bien des ravinements, mais ce ne sont que de simples égratignures dans le manteau d'altération et elles n'affectent pas le modelé d'ensemble. Les versants sont en général inclinés modérément — 30° est une valeur courante qui correspond au profil d'équilibre des éboulis de gravité — et en grande partie rectilignes. Ils s'adoucissent seulement à la partie tout à fait inférieure par un raccord concave de peu d'importance. Vers le haut, des pentes plus faibles conduisent à des sommets calmes de topographie unie, dont il est bien difficile de dire s'ils constituent les restes d'un ancien plateau plus ou moins déformé, car leur largeur est faible et la constance des altitudes n'est qu'assez approximative. Pas plus que dans les Cuillins, on ne peut prouver avec certitude qu'un nivellement d'ensemble a tronqué le centre volcanique. La parenté qui lie les montagnes granitiques entre elles est évidente. Elle ne vient pas seulement des formes mais aussi de la couleur claire rosâtre ou rougeâtre qui a permis de baptiser ces reliefs « Red Hills ». En effet, les parois rocheuses nues sont assez exceptionnelles. Généralement les pentes sont couvertes d'un manteau de débris où des cailloux et des blocs sont mêlés à une arène terreuse teintée en ocre par la ferruginisation des éléments altérés. Ce paysage des montagnes granitiques est parfaitement visible du haut du Marsco vers le Nord et le Nord-Est. Il voisine, du reste, dans cette direction avec un authentique relief de plateaux taillés en contrebas dans le même matériel granitique. Ce type de contact brutal montre que la bordure de l'intrusion a été mangée ici par les aplanissements bordiers. Mais il n'en est pas partout de même, car les flancs de la montagne serrent de très près dans d'autres secteurs la limite de l'affleurement de granite. Au Sud-Est par exemple, l'individualisation du volume montagneux s'est faite par dégagement des masses d'agglomérats volcaniques de la périphérie.

Le problème capital appartient donc à la morphologie structurale : il consiste à replacer le granite tertiaire dans la hiérarchie régionale de résistance des roches pour comprendre sa place dans le relief du centre de Skye.

Si le granite contribue largement à faire du centre du complexe volcanique une région en saillie, il ne peut cependant pas se placer sur un pied d'égalité avec le gabbro « central » (2). La seconde roche a sans aucun doute mieux résisté à l'érosion que la première, non seulement dans le système morphogénétique actuel, mais encore dans les systèmes qui ont prévalu au cours des périodes préglaciaires. Cette affirmation s'appuie sur une série de preuves convergentes :

1) Que les montagnes granitiques soient d'altitude plus faible que celles de gabbro n'est pas très convaincant en soi, car le laccolite de granite s'est mis en place à un niveau inférieur et *sous* la masse intrusive basique, ainsi qu'on peut le constater en suivant le contact des deux roches. Plus important semble être le fait que le volume de granite en saillie est assez réduit comparativement à celui de gabbro. Dans le premier cas, les vallées ont une place considérable; disposées transversalement, elles tronçonnent l'ensemble montagneux en une série d'éléments isolés. Dans le second, les chaînes ont une réelle continuité et le réseau hydrographique conserve une organisation rayonnante encore bien marquée.

2) Quand le gabbro et le granite rentrent en contact, le deuxième est parfois déprimé par rapport au premier. Un des exemples les plus nets est celui qui nous est fourni par le lourd bourrelet noirâtre de gabbro du Druim Hain dominant les pentes douces et évasées de granite qui mènent au Strath nà Crèitheach. Si à la bosse du Meall Dearg, le granite monte encore jusqu'à une altitude voisine de celle du gabbro, au point qu'un aplanissement commun aux deux formations n'est peut-être pas à exclure, il reste qu'ailleurs une réelle érosion différentielle a ultérieurement remis en valeur le contact. La bordure du laccolite de gabbro, épaisse feuille résistante surmonte quelques lits de brèches volcaniques et surtout le granite sous-jacent par des escarpements qui créent un profil analogue à celui d'une cuesta. Non loin de là, à la base du versant oriental du Strath nà Crèitheach, un petit affleurement de granite se traduit par un compartiment légèrement déprimé dont les pentes douces sont cernées par quelques abrupts sombres de gabbro. A la faveur de ce creux, la vallée s'est élargie localement.

(1) On ne comprend pas très bien pourquoi le magnifique passage qu'offre la vallée du Srath Mòr (Alt. comprise entre 0 et 25 m) n'a pas été mis à profit pour créer une route de jonction de 5 km reliant Luib à la tête du Loch Slapin. Les relations entre Portree et Elgol auraient pu être ainsi améliorées en évitant le détour que fait la route actuelle par Broadford ,ce qui aurait eu pour effet de raccourcir le trajet de près de 13 km.

(2) Il n'en est pas de même pour les gabbros marginaux qui affleurent à l'Ouest de Broadford, car ils occupent au contraire une position nettement déprimée par rapport aux Red Hills.

3) En considérant les choses de plus haut, on peut admettre que le gabbro du synclinal du Blaven domine le volume de granite mis à jour au cœur de l'anticlinal voisin plus ou moins défoncé. Il est significatif que les plus hautes altitudes dans le granite s'observent aux endroits où a subsisté un lambeau de gabbro du toit de l'intrusion ou bien une roche hybride.

4) L'examen des affleurements de roche en place et des débris qui en sont issus montre sans la moindre équivoque que le granite est plus altérable que le gabbro central. Alors que les parois nues de roches polies abondent dans les gabbros, elles sont l'exception pour les granites. Si l'on monte au B. na Caillich par le Sud-Est, on constate que la roche est altérée et recouverte de plages d'arène jusqu'au sommet. On retrouve le même manteau d'altération au B. Dearg Mhòr à quelques kilomètres à l'Ouest ou encore au Druim Eadar Da Choire, au Nord du Blaven. L'arène formée d'un assemblage hétéroclite de cristaux isolés et d'agrégats est parsemée de cailloux corrodés à la surface rugueuse. Il est très difficile d'obtenir dans cette roche à gros grain des échantillons sains, car les minéraux ferro-magnésiens sont ferruginisés et les feldspaths le plus souvent opaques.

L'examen du matériel transporté aboutit à des conclusions identiques. Les blocs qui constituent les éboulis ou les masses d'erratiques ont presque toujours des arêtes émoussées. Quant aux débris apportés par le ravinement superficiel des versants, ils comprennent une proportion de cailloux subanguleux notablement plus forte que celle qu'il est donné d'observer dans des dépôts analogues provenant des pentes de gabbro.

Il ne fait donc aucun doute que dans les montagnes du centre du complexe volcanique de Skye, les granites ont été un peu désavantagés par rapport aux gabbros, par leur sensibilité plus grande à l'altération et à la désagrégation granulaire.

Pareille position dans l'échelle de résistance est plus facile à constater qu'à expliquer.

D'après les mesures qui ont été faites en laboratoire, les échantillons de granite — surtout ceux qui ont été prélevés dans les secteurs déprimés — semblent plus poreux que ceux de gabbro. Mais faut-il voir dans cette différence la cause ou l'effet de l'altération ? Les chiffres très élevés obtenus (supérieur à 1 %) et l'état d'altération qui a été constaté sur certaines plaques minces nous font pencher sans hésiter vers la seconde hypothèse.

On peut évidemment faire appel aux caractères pétrographiques, mais dans ce domaine les difficultés s'accumulent. Laissons tout de suite de côté la micro-fissuration des quartz qui ne peut jouer qu'à l'intérieur des granites et qui du reste semble incapable d'expliquer ici les différences de modelé granitique : les roches prélevées dans des creux marqués sont en effet beaucoup moins fissurées que celles appartenant à des montagnes ! La grosseur du grain n'est pas non plus facteur déterminant, car les gabbros ont un grain moyen ou grossier, comme les granites.

Logiquement, les granites tertiaires auraient du être d'autant plus avantagés par leur teneur en quartz et en feldspaths alcalins que ces deux catégories de minéraux sont le plus souvent étroitement imbriquées en une association graphique ou micrographique. Cette texture granophyrique si courante que les géologues britanniques ont fini par désigner la roche sous le nom de granophyre, a dû procurer au matériel une trame solide. Pourtant le fait est là : les feldspaths sont kaolinisés, les ferro-magnésiens ferruginisés. Le seul élément noir qui soit plus fréquent et plus abondant dans le granite que dans le gabbro est la biotite. Sans doute, ce minéral a-t-il joué un rôle dans les progrès de l'altération, mais sa présence ne peut pas tout expliquer, car certains affleurements de granite nettement en creux sont dépourvus de mica noir.

Reconnaissons que les différences de composition minéralogique sont plus propres à rendre compte des variations de comportement des granites à l'intérieur de l'intrusion, qu'à expliquer la position globale du granite par rapport à celle du gabbro. Ainsi les escarpements imposants de Fiaclan Dearg qui raidissent le versant ouest du Marsco sont taillés dans un granite très résistant constitué essentiellement de quartz et d'orthose. A la base, les pentes s'adoucissent dans un granite à amphibole. Semblable opposition semble exister un peu plus au Sud-Est, au Ruadh Stac, curieuse colline à versants concaves où un chapeau de granite plus résistants a déterminé l'existence d'une corniche. Ces variétés granitiques plus dures jalonneraient d'après A. Harker le toit de l'intrusion laccolitique, non loin du contact avec les gabbros sus-jacents. Dans ce secteur, le défoncement du volume de granite a donc été très inégal d'un point à l'autre puisque de profondes vallées cernent les reliefs du Marsco et du Ruadh Stac.

Reste à examiner la macro-fissuration. Le granite est le plus souvent divisé en blocs équidimensionnels de forme irrégulière par le recoupement de deux réseaux de diaclases. Quelquefois la prédominance des fissures dans un plan donne naissance à de grosses dalles épaisses comme au B. Dearg Mhòr (B. na Caillich). Mais ce fait ne semble pas général. La densité des diaclases est très irrégulière d'un point à l'autre et peut varier de 1 à 18 au mètre. Cependant si l'on opère quelques comptages, on constate que la division de la roche n'est pas excessive et en tout cas pas beaucoup plus poussée que dans le gabbro. Au sommet du B. Dearg Mhòr, la médiane se situe aux environs de cinq fissures ouvertes au mètre.

N'oublions pas d'ailleurs que, contrairement au gabbro, le granite est remarquablement pauvre en intrusions mineures : il n'a pratiquement pas été traversé par les cone-sheets et seulement pénétré par quelques rares

dykes tardifs. Pour que la comparaison des deux roches soit valable, il faut donc qu'elle repose sur l'ensemble gabbro-dykes-sills d'une part et sur le granite d'autre part.

Dans les systèmes morphogénétiques à actions chimiques prédominantes, les sills de dolérite peu décomposables ont fourni une solide armature au gabbro, armature dont n'a pas bénéficié le granite. Par contre en milieu froid, les avantages et inconvénients ont été inversés et le gabbro a beaucoup souffert de la présence de nombreux pans rendus fragiles par leur sensibilité au gel.

Cette explication, qui au début n'était pour nous qu'une simple hypothèse de travail s'est trouvée remarquablement confirmée par les faits d'observation. Alors que les versants de gabbro ont reculé dans leur ensemble au Quaternaire froid, les volumes de granite en saillie ont été assez peu entamés. Des cirques aux formes simples et indépendantes de la structure mordent sur les flancs nord et nord-est des montagnes mais laissent subsister entre eux des versants entiers d'origine préglaciaire pratiquement intacts. L'exemple du B. na Caillich est magnifique dans son schématisme. Nous avons là un véritable dôme granitique aux versants convexes très réguliers qui a été brutalement découpé du côté nord et nord-est par deux grands cirques rapprochés que sépare seulement une arête élevée et étroite à flancs concaves. Il en résulte donc une dissymétrie flagrante : vu du Nord le B. na Caillich ressemble à un « horn »; du Sud, au contraire, il apparaît comme une coupole arrondie aux formes lourdes (1). Au voisinage, le B. Dearg Bheag présente exactement la même disposition avec cette différence qu'un seul grand cirque mange le flanc nord-est. Les formes du B. Dearg Mhòr sont un peu moins simples, mais répondent en gros elles aussi au même agencement. On pourrait multiplier les exemples dans d'autres montagnes granitiques situées plus à l'Ouest : le B. Dearg Mheadhonach, le Glas Bheinn Mhòr etc.

De ce recul des versants localisé au fond de quelques cirques pendant le Quaternaire froid, il ne faudrait pas déduire que le travail glaciaire a été très faible dans les montagnes granitiques, très fort dans les reliefs de gabbro. L'opposition serait un peu simpliste. Il y avait certainement une épaisse couche d'altérites à déblayer dans une roche comme dans l'autre, et les glaciers ont dû transporter beaucoup et bien nettoyer, car même dans le granite les produits d'altération se limitent souvent à une simple pellicule d'origine postglaciaire.

C'est dans ce mince manteau qu'a pu naître un ravinement élémentaire d'origine anthropique très caractéristique du granite mais inconnu dans le gabbro, car de profondes entailles élargies par l'action du gel suivant les plans structuraux y donnent un type de dissection organisée des versants totalement différent.

Résumons-nous. Comparativement au gabbro du centre, le granite tertiaire de Skye s'est montré un peu plus sensible à l'altération : défavorisé par la présence de biotite dans sa composition minéralogique et par une massivité un peu plus faible, il n'a pas bénéficié de l'armature résistante des sills de dolérite dont disposait le gabbro. Toutefois au Quaternaire froid, le granite retrouvait l'avantage, précisément parce qu'il était dépourvu d'intrusions mineures aisément gélivables.

Par rapport aux autres roches du complexe volcanique, le granite fait généralement figure de matériel solide et se place en haut de l'échelle de résistance. Sa texture granophyrique, sa cohérence lui ont permis de résister plus efficacement aux processus de dégradation physico-chimiques que les accumulations de laves basaltiques et d'agglomérats de la périphérie. Néanmoins localement il peut occuper une position curieusement déprimée, en contrebas de certains sédiments calcaires (voir plus loin p. 375 et 387).

Au Sud-Est, le laccolite de granite est limité par une grosse masse de projections volcaniques agglomérées. Que les deux formations soient séparées par une faille semi-circulaire ou non, ne change pas grand'chose à la nature d'un contact morphologique qui est simple. Vers 250 m d'altitude environ, les dernières pentes rectilignes de la montagne granitique bordées de quelques talus d'éboulis s'achèvent brusquement sur un palier d'érosion sculpté aux dépens de la masse de débris de l'ancien cône volcanique. Cet aplanissement qui ne fait que prolonger la surface écossaise largement représentée dans les plateaux du Sud-Est de Skye ne mord pratiquement pas sur l'affleurement principal de granophyre. Les différences de résistance entre les deux catégories de roches sont en effet trop prononcées pour que le contact structural n'ait pas été bien mis en valeur. Dans le matériel d'agglomérats volcaniques plus ou moins remaniés par les eaux courantes, la cohésion laisse souvent à désirer. Au Nord-Ouest du Loch Cill Chriosd, les brèches volcaniques ont libéré depuis la disparition des glaciers quantité de petits débris, de telle sorte que le poli glaciaire a en grande partie disparu (alors qu'il subsiste largement sur le granite voisin). Plus à l'Ouest, grâce à la coupure naturelle de la gorge de l'Allt Slapin, on peut constater que l'étroite bande de dépôts de projections remaniés a été excavé non seulement par rapport au granite, mais encore par rapport au basalte voisin. La roche d'apparence pourtant dure, a tendance à se fragmenter en morceaux irréguliers limités par des faces brunes, le long desquelles progresse l'altération.

Entre le basalte des coulées et le granite, les relations morphologiques sont plus subtiles, car les différences

(1) Ces dissymétries qui sont liées aux contrastes d'exposition climatique au Quaternaire sont parfois relayées localement par des dissymétries d'ordre structural. Ainsi la crête qui à proximité du B. na Caillich sépare le Coire Reidh du Coire Gorm est plus abrupte du côté sud que du côté nord. Ce fait à première vue étrange s'explique par une prédominance des diaclases inclinées vers le nord, c'est-à-dire vers la bordure de l'intrusion.

de résistance sont parfois assez faibles, le basalte ayant été induré au contact du laccolite acide sous-jacent. Ainsi au Glamaig, le toit basaltique de l'intrusion forme un véritable chapeau protecteur perché à 700 m et plus : vers le haut, une corniche de couleur sombre coiffe les pentes modérées du granite rayées par les ravinements superficiels *(photo 33)*. Si le basalte avait été nettement plus fragile que le matériel granophyrique, il aurait évidemment été dégagé en laissant à nu la surface supérieure du laccolite. Le Belig est également un élément du toit basaltique qui subsiste à haute altitude : mais il ne repose pas sur le granite. Néanmoins il offre quelque intérêt, car il est placé au cœur de la région montagneuse et fait partie d'un ensemble lithologiquement hétérogène qui donne une idée globale — un raccourci en quelque sorte — de l'échelle de résistance régionale. Si le Belig est nettement en contrebas de la crête de gabbro du Garbh Bheinn, en revanche il domine indiscutablement la longue échine granitique du Glas Bheinn Mhòr dont il est simplement séparé par un profond ensellement taillé dans des brèches volcaniques. Certes, pour ce dernier exemple qui vient d'être cité, on peut objecter que le granite ayant été mis en place en dessous, doit normalement se trouver à une altitude inférieure. Cette objection n'est plus valable à l'éperon du Creagan Dubh (B. na Caillich) où les deux formations entrent en contact par faille. De part et d'autre du léger ensellement qui marque le passage de la faille, les deux roches sont pratiquement à la même altitude sur l'éperon. Ce n'est qu'un peu en arrière que le granophyre s'élève par des pentes douces parsemées de gros blocs clairs. En dépit de sa grande résistance, le basalte a été désavantagé au Quaternaire par une sensibilité au gel provenant du réseau fort dense de fissures qui le traverse. Ces quelques exemples montrent qu'on ne peut pas sous-estimer la résistance du basalte quand il a été induré au voisinage du laccolite sous-jacent. Il faudrait toutefois se garder de généraliser, car, à en juger par l'altitude relativement basse des plateaux de basalte périphériques, il est indéniable que des masses considérables de laves ont été déblayées pendant qu'étaient mis à jour les noyaux intrusifs de gabbro et de granite du Centre.

Le moyen le plus simple et le plus rapide d'effectuer un contrôle de l'échelle régionale de résistance des roches est encore d'interroger les alluvions. On peut d'abord s'adresser au matériel morainique de la grande vallée du Strath Mòr qui du Nord au Sud traverse Skye dans sa partie la plus étranglée. Dans le manteau morainique qui occupe le fond, les éléments sont surtout de provenance locale et le granite l'emporte largement sur les autres roches. Aux dimensions moyennes on ne constate pas de différences systématiques d'émoussé suivant les roches : les cailloux sont en large majorité anguleux ou subanguleux et ceux de granophyre ne sont pas plus arrondis que les autres, bien au contraire, car ils ont été libérés par l'action du gel sur les versants des montagnes encadrantes. Par contre, aux grandes dimensions (supérieures à 30 m) les oppositions sont plus claires *(fig. 123)*. Malgré la proximité de la zone d'alimentation, les blocs de granite sont plus fréquemment arrondis que ceux de gabbro et peut être même que ceux de basalte. Seule une altération plus poussée antérieurement à la prise en charge par les glaciers, peut rendre compte d'une telle particularité. Des caractères identiques se retrouvent chez les gros débris qui sont compris dans les formations glaciaires et fluvio-glaciaires du Glen Scaladal (Strathaird) : les blocs de granite sont presque toujours mieux roulés que ceux des autres catégories, basalte, dolomie etc.

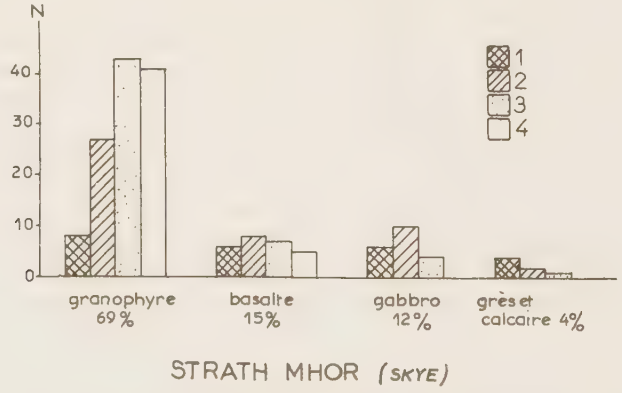


Fig. 123. — *Composition lithologique et émoussés « à vue » des cailloux compris dans la moraine de la partie centrale du Strath Mhor (Skye).*
Eléments de plus de 30 cm.

On obtient les mêmes résultats, en examinant à la terrasse de l'Allt Strollamus des alluvions qui ne font que remanier du matériel morainique. Un comptage des cailloux par tailles montre en outre que les granites dominent aux plus grandes dimensions *(fig. 124)*. Aux plus petites, ce sont les basaltes et dolérites, en raison de leur fractionnement qui les a rendu gélivables. Le gabbro n'est pas assez représenté pour qu'on puisse se faire

une idée des réactions qui ont précédé sa prise en charge (1). Schématiquement, disons que des blocs et gros cailloux assez arrondis de granophyre voisinent avec des éléments plus petits et plus anguleux de basalte.

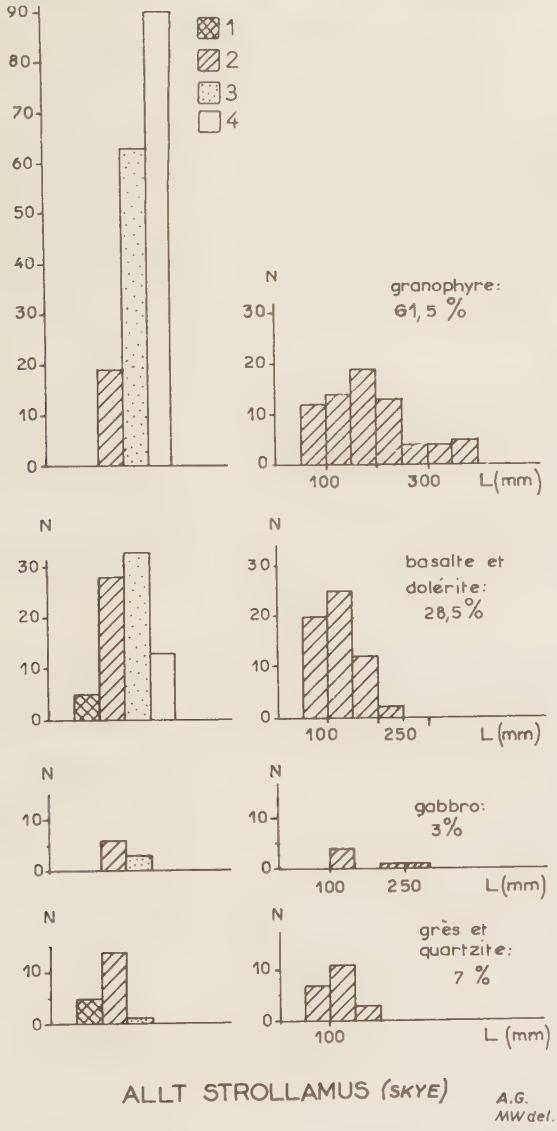


Fig. 124. — *Alluvions de la terrasse de l'Allt Strollamus (Skye).*
A gauche, émoussés « à vue » des galets de plus de 100 mm : 1 : anguleux; 2 : subanguleux; 3 : mal arrondis; 4 : bien arrondis. A droite, taille des galets de plus de 50 mm.

Les étapes de l'évolution morphologique.

On peut, à la lumière des observations faites par différents auteurs et par nous-même, essayer de retracer quelques unes des principales étapes qui ont jalonné l'évolution morphologique du centre de Skye, au moins pendant le Tertiaire et le Quaternaire.

Ici l'âge des éruptions volcaniques n'est pas connu directement c'est par simple analogie avec les coulées de Mull, Canna et Antrim (Irlande), elles-mêmes datées par des restes de flores fossiles, qu'on peut assigner aux basaltes des plateaux de Skye un âge éocène (2). Mais comme le notent C. T. Glough et A. Harker [98], la succession des événements volcaniques implique une longue période d'activité et il n'est pas sûr qu'elle tienne entièrement dans l'Eocène. Par ailleurs, l'importance de la dénudation post-vocanique, la mise à jour des infra-

(1) Les calcaires et les dolomies n'ont pas été dénombrés dans la statistique.
(2) Au Glen Osdale, toutefois, une flore semblable à celle d'Ardtun (Mull) a été repérée [Wilson et al. 474].

structures ont demandé beaucoup de temps, peut être toute la seconde moitié du Tertiaire. On peut donc très schématiquement estimer que les phénomènes de construction ont dominé durant l'Eogène, ceux de destruction pendant le Néogène.

Les agglomérats volcaniques plus ou moins remaniés qui subsistent en bordure de la zone montagneuse offrent un intérêt inégal. Ainsi les volumes de brèches qui bordent encore les Red Hills du côté Sud-Est constituent de toute évidence les restes d'un matériel de cône, les témoins des premières manifestations volcaniques [Peach et Horne, 334]. Mais ces dépôts présentent un intérêt plus géologique que morphologique. Comme on peut le constater facilement dans la gorge de l'Allt Slapin, les fragments comprennent à la fois du basalte et des éléments étrangers non volcaniques (calcaires, grès, gneiss) qui ont été ramonés dans l'ancien cratère. Si par endroits un remaniement par les eaux courantes n'est pas exclu, la disposition litée des accumulations ne nous renseigne guère sur la morphologie de l'époque. Plus intéressants sont les dépôts visibles aux environs de Glenbrittle, sur la bordure ouest des Cuillins. Mis en place au cours de la phase basaltique entre deux coulées, ils ont été ensuite recoupés par l'extrémité occidentale du laccolite de gabbro. Ils comprennent une alternance de lits de tufs fins et de conglomérats. La provenance du matériel est essentiellement locale, avec une succession assez significative de cailloux où prédominent les gabbros à la base puis les granites et les basaltes au sommet. Les galets qui ne sont pas en général de grande taille (5 à 10 cm) ont un émoussé très variable : au Nord-Est de Culnamean, ils sont remarquablement bien roulés, par contre dans l'affleurement qui est plus au Nord (au Nord du torrent de Glenbrittle), la proportion de mal roulés et de subanguleux augmente beaucoup. Ces différences d'usure d'un point à l'autre, la disposition linéaire des affleurements, l'absence de laves sous-marines (pillow-lavas) dans les coulées voisines nous montrent bien qu'il s'agit d'alluvions fluviatiles, de brèches remaniées par les eaux courantes. A. Harkr interprétait même ces dépôts comme les vestiges alluviaux du lit d'un cours d'eau éocène coulant du Nord au Sud [200]. Si cette interprétation, du reste assez plausible, était retenue, il ne faudrait pas en déduire qu'il y avait là un ancêtre du Glen Brittle. Le façonnement de cette dernière vallée appartient en fait à une phase bien plus récente, comme nous le verrons plus loin.

Parmi les aplanissements présents autour de la montagne, le plus ancien que l'on puisse déterminer sans trop d'incertitude se rapporte seulement à la surface intermédiaire. Nous n'avons aucune preuve solide d'un nivellement qui se serait fait aux dépens du volume montagneux à une époque plus reculée. Nous ignorons donc à peu près totalement ce qui a pu se passer pendant la longue période comprise entre les dernières manifestations du volcanisme et l'élaboration d'un aplanissement dont la localisation bordière implique déjà une mise en valeur poussée du noyau intrusif de Skye. Largement représentée sur les plateaux basaltiques du nord de l'île, la surface intermédiaire n'a pu se conserver près du centre montagneux qu'au voisinage de la ligne principale de partage des eaux, dans un secteur de divergence hydrographique qui n'a pas été atteint par les reprises d'érosion. On la trouve effectivement vers 400 m d'altitude au Nord des Cuillins, tronquant par un plan peu incliné, les basaltes d'Am Màm et du B. na Gaoithe, mais s'arrêtant vite aux premiers affleurements de rhyolite et de gabbro du centre du complexe volcanique. D'autres témoins subsistent à l'Ouest du Glen Brittle à une altitude analogue, mais ils sont moins intéressants car ils ne sont pas directement en contact avec la bordure montagneuse. Cette surface intermédiaire est évidemment postérieure aux coulées basaltiques qu'elle tronque : au B. a Bhràghad par exemple on voit nettement l'angle que fait la topographie sommitale de l'ancien plateau disséqué avec les coulées. Mais l'élaboration de cet aplanissement n'a pu se faire qu'après le soulèvement qui a accompagné la mise en place du volume intrusif et même après le dégagement partiel des gabbros, puisqu'il vient buter contre les pentes des Cuillin Hills. On peut donc le dater *au plus tôt* du milieu du Tertiaire en lui assignant un âge approximatif oligo-miocène.

L'individualisation du volume montagneux qui était déjà largement amorcée dès cette époque, n'a fait que se poursuivre en s'amplifiant par la suite. C'est surtout l'aplanissement baptisé faute de mieux « écossais » (prépliocène) qui doit être rendu responsable du contact brutal entre montagnes et plateaux environnants. Présent sous la forme d'un replat net au Nord et au Sud-Ouest des Cuillins (p. 365), il se retrouve dans les plateaux de la péninsule de Strathaird et dans ceux qui bordent le Loch Slapin à l'Est. Au Nord-Est, il mord profondément sur les granites tertiaires qui encadrent le Loch Ainort, nivelle le Bruach nam Bò et fournit au B. Dearg Mheadhonach un beau piédestal qui a servi de plancher à un cirque quaternaire. Cet aplanissement a même semble-t-il profondément pénétré au cœur du secteur montagneux en isolant la chaine du Blaven de celle des Cuillins, puisqu'on l'observe sous la forme d'un plateau de 340 m d'altitude, nivelant à la fois la grosse feuille de gabbro du Druim Hain et le granite voisin du Meall Dearg. Ce témoin a un double intérêt : 1) il montre qu'à cette époque le volume montagneux était déjà profondément entamé; 2) par sa position abritée, cernée de presque tous les côtés par de hautes montagnes il ne peut pas tirer son existence d'un façonnement marin : son origine est bien liée à la présence d'un bassin continental. Au voisinage immédiat des montagnes, l'aplanissement est en général conservé sous la forme de témoins réduits mais peu abimés qui en rendent la reconstitution assez aisée. Un peu plus loin vers la périphérie, les vestiges sont souvent plus étendus mais des reprises d'érosion ont rendu par endroits les formes méconnaissables et les raccords entre les éléments plus

douteux. Ainsi aux abords du Loch Ainort, la surface d'érosion a été défoncée dans les granophyres et ne laisse plus la place qu'à des croupes onduleuses aux versants doux et convexes. Paradoxalement, un témoin de calcaire gréseux, le Glas Bheinn Bheag, a moins souffert de cette dégradation. Cette colline de Jurassique dont le sommet plat recoupe en biseau les couches inclinées, domine en effet localement par des pentes assez douces la topographie granitique parsemée de gros blocs *(fig. 126)* (1). Le granite — une roche à grain moyen, à texture granophyrique et à composition minéralogique assez équilibrée *(v. tableau IX)* — est le plus souvent dans un état avancé de désagrégation. La biotite est presque toujours ferruginisée et les quartz et orthoclases, en dépit de leur association micrographique, se trouvent libérés en donnant naissance à de l'arène grossière. Il est bien difficile de se procurer un échantillon sain et les chiffres élevés obtenus dans les expériences de porosité tiennent sans doute en bonne partie à l'état altéré des roches qui ont été prélevées. La position déprimée du granite par rapport au calcaire a quelque chose d'insolite pour l'Ecosse. Ce comportement inhabituel peut s'expliquer en partie par le thermométamorphisme qui a affecté le calcaire gréseux. Comme l'a montré tout récemment S.M. Smith, le grès a été transformé par endroits en une véritable cornéenne [406]. En tout cas, ce n'est pas la période froide du Quaternaire qui peut être rendue responsable du modelé puisque le granite est peu gélif alors que l'« Inferior Oolite » a fourni au contraire de nombreux petits fragments anguleux durant le Tardiglaciaire.

En revanche, nous avons là une échelle de résistance qui cadrerait assez bien avec le système morphogénétique des climats méditerranéens où, d'après P. Birot et d'autres auteurs, les calcaires sont en saillie par rapport aux granites à biotite. Or nous avons vu que certains dépôts jalonnant le niveau pliocène dans la région côtière du Nord-Ouest (chapitre IV) avaient justement des argiles rappelant de près celles des sols méditerranéens. Peut-être pourrait-on penser que le défoncement initial de l'aplanissement écossais s'est effectué sous un climat encore assez sec, ce qui permettrait de comprendre pourquoi des formes plus anciennes, typiques des climats semi-arides — le knick de bordure des montagnes en particulier — sont encore bien conservées dans de nombreux points de l'Ecosse nord-occidentale.

Le démantèlement du volume montagneux qui était déjà bien avancé n'a fait que se poursuivre au Pliocène, en grande partie aux dépens de l'aplanissement dont il vient d'être question. C'est à cette époque qu'il faut replacer le creusement principal des vallées marginales dont le tracé est de toute évidence guidé par la structure. Ainsi le Glen Brittle au dessin arqué suit d'assez près la limite externe de l'intrusion de gabbro. Encadré par quelques restes réduits d'aplanissement prépliocène, il a un profil transversal nettement dissymétrique où le rapide versant occidental dominé par les corniches basaltiques des plateaux s'oppose à la montée plus progressive et plus douce des pentes à l'Est dans les gabbros. Une dissymétrie analogue est visible dans la vallée de contact du Loch Sligachan : le plateau de basalte du B. Lee se termine brusquement au-dessus du bras de mer que borde de l'autre côté un versant doux taillé dans les sédiments secondaires. Apparemment le dispositif n'est pas sans rappeler quelque peu la classique bordure de massif ancien par dépression périphérique. Mais en réalité, le granite tertiaire ne peut pas jouer le rôle de socle par rapport au matériel sédimentaire mésozoïque qu'il traverse, ou par rapport à la couverture basaltique subsistant sur la montagne de Glamaig comme toit d'intrusion. Dans la vallée de Glenbrittle, comme dans celle du Loch Sligachan, le point de départ de l'évolution est à rechercher dans la surface intermédiaire qui est conservée au voisinage immédiat sur les plateaux de basalte La banquette habituelle du niveau pliocène dans laquelle sont inscrites les vallées, marque une étape dans le creusement.

Pour le Strath Suardal, la surface de démarrage est l'aplanissement écossais qui couvre encore des étendues considérables dans le Sud-Est de Skye et laisse des vestiges de part et d'autre de la vallée. Là encore nous avons une vallée de contact au profil dissymétrique. Le tracé en arc de cercle épouse assez fidèlement une bande de calcaire cambrien comprise entre le granite de l'anticlinal du B. an Dubhaich au Sud et les projections volcaniques d'un ancien cône volcanique au Nord *(fig. 126)*. La mise en creux du calcaire très imparfaite aux environs, est pratiquement limitée à la vallée : elle n'a pu s'effectuer que tardivement sous un climat déjà humide. Naturellement, le Quaternaire froid n'a fait qu'accentuer les choses en exagérant la dissymétrie structurale. Par le gel, les pentes de Coille Gaireallach ont été raidies, de telle sorte que finalement le granite a été débarrassé en grande partie du calcaire qui le recouvrait sur le versant. Quant à l'active dissolution en milieu froid, elle est responsable de la formation des beaux lapiés qu'on rencontre dans toute la région de Torrin (v. p. 404).

Il est certain qu'avant même l'arrivée des glaciers, les vallées étaient déjà creusées à un niveau proche du niveau actuel. Au cours des derniers stades de ce creusement, un climat à humidité très marquée a prédominé. Ces deux affirmations s'appuyent sur les observations que l'on peut faire dans quelques gorges situées en bordure de la montagne.

(1) Que le contact entre les deux roches soit jalonné par une faille comme le pense G. P. Black [55] ou non, ne change rien au problème.

La gorge de Grenbrittle au pied des Cuillins occidentales présente toutes les apparences d'une profonde incision post-glaciaire dans le gabbro, car elle raccorde la base de la montagne à l'auge glaciaire du Glen Brittle *(fig. 125)*. Débutant brutalement par une grande cascade, elle s'approfondit très vite et prend une allure imposante avec ses parois subverticales dont la hauteur peut atteindre 25 m. En fait, comme le faisait déjà remarquer A. Harker, il y a plus de 60 ans, cette gorge ne peut pas être postglaciaire, puisqu'on y trouve du matériel morainique jusque dans le fond et dès la cascade initiale [198]. Le cours d'eau qui l'emprunte s'est contenté de laver la moraine en laissant dans son lit des gros blocs qui dépassaient la compétence. La gorge n'a pas dû être entièrement bouchée par le manteau morainique, car ce dernier descend nettement dans le haut du versant vers l'axe du talweg, ce qui permet d'expliquer comment l'ancien chemin a pu être retrouvé. Pour intéressant qu'il soit, le témoignage de la moraine n'est pas suffisant en lui-même pour pouvoir affirmer que le creusement de la gorge est préglaciaire. On ne peut pas exclure *a priori* un âge interglaciaire. Mais l'ampleur de la décomposition dans le gabbro rend cette hypothèse insoutenable *(photo 34)*. A peine a-t-on quitté le basalte de bordure qu'on aperçoit dans le gabbro des signes de décomposition qui vont en s'accentuant vers l'amont jusqu'au pied de la cascade. Tous les stades d'altération *in situ* sont visibles : depuis la roche saine jusqu'à la roche complétement pourrie dans la masse qui s'effrite au simple toucher en donnant une arène grossière de couleur brune. Parfois la désagrégation a épargné une série de boules séparées les unes des autres par une masse friable. En tout cas, le gabbro décomposé s'observe sur toute la hauteur des versants, donc sur plusieurs dizaines de mètres. La largeur est plus difficile à déterminer mais elle atteint certainement plusieurs mètres. Il est bien évident qu'une telle décomposition ne peut pas être postglaciaire, ni même interglaciaire, car la roche — rappelons-le — est à classer en bonne place dans l'échelle de résistance régionale. Faire appel à une faille n'est guère possible, car le gabbro n'est pas brisé apparemment et le tracé de la gorge est très sinueux. Il ne reste donc qu'une solution : faire de cette entaille une incision d'âge préglaciaire effectuée en fonction du niveau de base local du Glen Brittle déjà fort déprimé et sous un climat humide favorable à l'ameublissement du gabbro dans le lit d'un cours d'eau permanent. Le ruisseau actuel ne fait qu'aménager un peu un cadre préétabli : il lave la moraine, dégage un peu les altérites en nettoyant le contact avec la roche saine et provoque parfois de petits glissements de terrain sur les versants fragiles et croulants.

L'examen du résidu argileux de teinte brunâtre ou rougeâtre compris dans l'arène éclaire un peu la nature du milieu climatique, dans lequel s'est faite la profonde décomposition du gabbro. La large prédominance de l'illite et la présence de vermiculite permettent de rattacher ces altérites à des sols podzoliques formés sous climat humide et frais. Des altérations de ce genre ont été reconstituées ailleurs au Villafranchien [177], mais il n'est pas interdit de penser que dès le Pliocène supérieur, les précipitations aient été suffisamment abondantes pour qu'une décomposition de ce type ait pu se développer d'autant plus aisément que les roches étaient imprégnées en permanence. Dans ce système morphogénétique, les positions respectives de résistance du gabbro et des dykes de basalte et dolérite étaient inverses de ce qu'elles furent plus tard sous climat froid. Nous avons vu que sur les sommets des montagnes de gabbro, le gel avait mis en creux des dykes et sills basiques. Au contraire, les processus d'altération chimique ont agi de façon opposée : les dykes sont souvent très sains et en saillie. Il n'est pas rare d'observer côte à côte une masse de gabbro entièrement pourrie et un dyke résistant divisé seulement en éclats anguleux par les fissures qui le traversent *(photo 34)*. Il est du reste très significatif que la gorge largement développée dans le gabbro, s'étrangle ou même s'interrompe au passage des affleurements de basalte effusif *(fig. 125)*. En schématisant un peu, on pourrait dire que si les intrusions mineures basiques ont été au Quaternaire froid un facteur de faiblesse, elles ont en revanche dans la période humide préglaciaire fait bénéficier le gabbro d'une solide armature qui a presque totalement manqué au granite voisin.

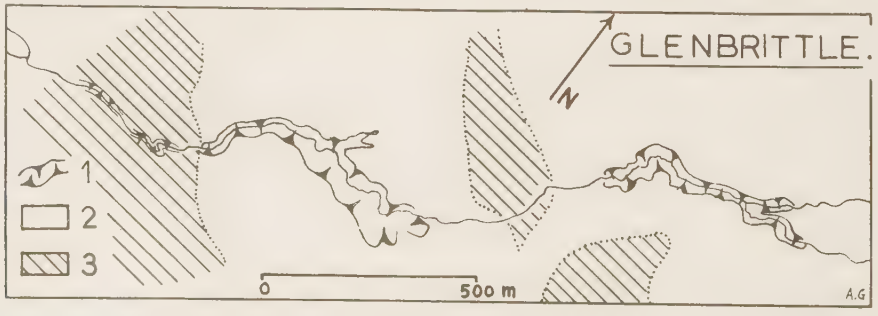


Fig. 125. — *La gorge de Glenbrittle (Skye).*
1 : parois de la gorge; 2 : gabbro; 3 : basalte et agglomérats volcaniques. Les intrusions mineures n'ont pas été figurées. L'écoulement du cours d'eau se fait vers la gauche.

Rien d'étonnant par conséquent à ce que le granite tertiaire ait été lui aussi la proie d'une puissante désagrégation préglaciaire. Dans la gorge de l'Abhainn Ceann, tributaire du Loch Ainort, il est loisible de faire des

observations qui conduisent à des résultats très proches de ceux obtenus à Glenbrittle. A l'exception de la partie tout à fait supérieure, le lit du ruisseau est encombré de gros blocs plus ou moins bien arrondis qui proviennent d'un manteau morainique ayant bouché partiellement la vallée. Si l'un des versants taillé en roche saine est bien nettoyé, l'autre en revanche n'offre sur toute la hauteur exposée (8 à 12 m) qu'un matériel profondément décomposé. En dehors des quelques dykes plus résistants qui sont restés en saillie, la roche en place est pourrie, soit complètement dans la masse, soit encore sous la forme de grosses boules enveloppées d'écailles de desquamation. Dans la fraction argileuse que contient ces altérites, on rencontre, comme dans la gorge de Glenbrittle, une très forte proportion d'illite, mais cette fois avec un peu de montmorillonite. C'est dire que là encore la décomposition préglaciaire a dû se faire sous climat humide et frais, mais peut-être dans une ambiance pédologique moins acide, malgré la roche-mère.

Des deux exemples précédents, il ressort que le nettoyage des altérites par la glace a été fort incomplet dans certaines vallées appartenant au système hydrographique rayonnant, en dépit d'une situation favorable en bordure immédiate de la montagne et d'un tracé radial. Pourtant le centre de Skye a connu un système de glaciers à puissant écoulement divergent. Les auteurs qui ont étudié la question, notamment A. Harker [199] et J. K Charlesworth [90] sont d'accord pour reconnaître que le secteur montagneux de l'île bien alimenté en précipitations, formait pendant toute l'époque glaciaire un centre autonome de glaciation. Même au cours du maximum, la glace venue du Mainland était défléchie par le mouvement radial de la glace locale. Pour que les glaciers locaux aient pu garder leur écoulement centrifuge, il fallait que leur épaisseur soit au moins égale à 1 000 m environ. A cette époque, la calotte glaciaire qui coiffait à la fois les Cuillins et le Red Hills, devait recouvrir la quasi-totalité des sommets. D'après Harker, elle était solidement installée sur le large passage qui fait communiquer le Glen Sligachan avec la vallée de Camasunary. Naturellement, pendant la période qui précéda le maximum glaciaire et pendant celle qui le suivit, surtout après le retrait de la glace du Mainland, le cheminement des glaciers se fit sous la dépendance beaucoup plus étroite de la topographie des vallées rayonnantes. Les derniers stades de la glaciation ont laissé des traces très fraîches dans les cirques perchés et plus spécialement dans ceux des Cuillins Hills.

Deux facteurs principaux ont commandé l'importance des transformations opérées par les glaciers dans le modelé des vallées préexistantes :

1) La direction des vallées. Toutes choses égales d'ailleurs, les vallées à tracé radial qui font partie du système hydrographique divergent à partir du centre du complexe volcanique ont été plus transformées que les autres, car mieux adaptées à l'écoulement centrifuge de la glace. Ainsi le Strath Suardal orienté en gros suivant une direction perpendiculaire à celle que suivirent les glaciers locaux, placé dans une position de divergence entre le loch Slapin et Broadford Bay et situé par surcroît dans un secteur où la glace du Mainland et celle de Skye s'affrontaient, n'a au total subi qu'un surcreusement très limité dans un matériel calcaire pourtant sensible au gel. Le Glen Brittle, en dépit d'une situation plus favorable à l'« aval » du massif montagneux, n'a guère été mieux partagé. Comme pour le Loch Sligachan, la présence d'un versant raide et régulier d'un côté ne doit pas faire illusion, car elle provient d'une cause essentiellement structurale : le recul des basaltes de bordure sous l'action du gel. Dans ce cas la dissymétrie existant déjà au Préglaciaire n'a été qu'accentuée au Quaternaire froid. Par contre, des vallées comme le Loch Ainort (bénéficiant il est vrai de l'existence d'une zone de broyage) le Glen Sligachan, le Strath Mòr, la vallée de Camasunary dont la direction générale était en accord avec le sens d'écoulement de la glace répondent beaucoup mieux à l'idée qu'on se fait d'ordinaire d'une auge glaciaire.

2) La continuité de la barrière montagneuse. L'érosion glaciaire a été d'autant plus puissante que le glacier était mieux canalisé. Si le bassin du Loch Coruisk constitue un véritable « musée » de formes glaciaires d'érosion, si les roches y ont été raclées comme nulle part ailleurs au point d'avoir été complètement débarrassées d'un manteau d'altération qui ne devait pas manquer d'exister, c'est en grande partie à cause de l'existence d'une couronne presque complète de montagnes qui a réduit les diffluences au minimum. Certes d'autres facteurs soulignés par Harker ont joué : la relative homogénéité structurale, la vigueur du creusement préglaciaire, la faiblesse des retouches postglaciaires laissant les roches à nu. Il n'empêche que l'élément primordial reste ici la concentration du flux de glace. C'est avant tout ce phénomène qui est susceptible d'expliquer le surcreusement et les cuvettes rocheuses étagées auquel ce dernier a donné naissance (Loch Coruisk, Loch na Cuilce). Bien que les profondeurs des deux ombilics du Loch Coruisk ne dépassent pas respectivement 25 et 38 m la présence de belles vallées suspendues comme celle du Coir'an Lochain ou celle du Loch a' Choire Riabhaich, plaide en faveur d'une notable érosion verticale appuyée sans doute par un recul latéral. La grande vallée voisine qui mène du Strath na Crèitheach à Camasunary a également bénéficié — quoique dans une moindre mesure — d'un encadrement montagneux assez continu. Aussi peut-on y rencontrer un autre exemple caractéristique de cuvette de surcreusement : celle du Loch na Crèitheach évidée dans le gabbro et bordée de chaque côté par un épaulement très schématique. Au moins sur le versant ouest de magnifiques parois subverticales limitent brutalement l'auge.

*

Le lac est barré par un verrou rocheux surmonté de reliefs où s'observent nettement la dissymétrie habituelle : pente douce de polissage à l'amont, pente raide d'arrachement à l'aval, aussi bien dans les gabbros (butte d'An t Stròn) que dans les basaltes (buttes situées plus au Sud-Ouest).

Toutes ces formes très classiques d'érosion glaciaire ne sauraient toutefois nous faire oublier que les traits majeurs du paysage appartiennent à une époque préglaciaire. Si les glaciers ont donné à la quasi-totalité du modelé un cachet qui leur est propre, si leur empreinte est partout ou presque, ils ne sauraient être tenus pour responsables du façonnement d'un relief dont les traits principaux étaient déjà acquis avant le début de la période froide du Quaternaire. Harker qui avait étudié en détail la morphologie glaciaire des Cuillins [199] n'était pas dupe des apparences. Il avait bien senti la nécessité de faire appel au creusement intervenu dans la seconde moitié du Tertiaire, pour comprendre la sculpture d'ensemble des montagnes, quitte à reconnaître que presque toutes les ciselures étaient l'œuvre des glaciers. Même en plein cœur de la zone montagneuse, dans le bassin du Loch Coruisk par exemple, il ne faut pas se laisser abuser par le polissage général des roches, car ce mécanisme d'abrasion qui a du reste tendance à niveler les différences lithologiques, n'implique pas forcément l'enlèvement d'un volume considérable de matériel rocheux.

Nous avons vu plus haut qu'en bordure de la montagne, des gorges préglaciaires au tracé pourtant radial, n'avaient même pas été dégagées de l'épais manteau d'altérites qui s'y trouvait. Dans des vallées plus larges et plus ouvertes, le travail de nettoyage n'a pas toujours été plus poussé et les transformations provoquées par l'érosion glaciaire n'ont pas été obligatoirement très importantes, même si les formes sont celles d'auges caractéristiques. Le Loch Ainort a toutes les apparences d'une auge glaciaire bien calibrée, quoiqu'un peu dissymétrique. Mais les versants n'ont qu'une valeur assez modérée (20-22° au Nord-Ouest). En outre, on constate que subsistent sous le placage morainique qui recouvre le bas des pentes, des masses de roches ameublies. Tantôt ce sont des altérites constituées aux dépens des granites ou des intrusions plus ou moins décomposés; tantôt des volumes de débris anguleux éclatés sous l'action du gel en climat périglaciaire, pendant la période qui a précédé l'arrivée des glaciers. Dans les deux cas, les modifications apportées par le paysage de la glace sont suffisamment limitées pour qu'on puisse considérer les traits actuels de la topographie comme hérités directement de ceux d'une vallée préglaciaire déjà nettement encaissée.

A côté du témoignage des manteaux de désagrégation *in situ* il faut également prendre en considération celui des moraines. En premier lieu, il est frappant de constater que dans toute la zone bordière des montagnes, nulle part ne s'observe de grand complexe d'accumulation morainique. Il est vrai que les grandes vallées ont leur partie inférieure ennoyée et qu'on ne peut pas exclure une submersion de grands ensembles morainiques. La moraine de fond couvre une superficie importante, mais elle ne constitue néanmoins qu'une pellicule assez mince et assez discontinue. Sa composition est intéressante à étudier, car elle est le plus souvent le reflet des conditions locales. Harker, en s'appuyant sur des méthodes statistiques de comptage des blocs par nature lithologique, a montré que dans le Glen Sligachan, la composition de la moraine de fond était pratiquement calquée sur celle des affleurements sous-jacents [198]. En effet, l'axe de la vallée suit le contact du gabbro avec le granite. Dès qu'on s'éloigne de quelques centaines de mètres de cette ligne vers l'Ouest, la proportion de gabbro devient écrasante dans la moraine; vers l'Est on passe presqu'exclusivement à du granite. Cet exemple est intéressant, car il montre non seulement que les roches sous-jacentes ont beaucoup contribué à la formation de la moraine de fond, mais surtout que les transports latéraux et les mélanges ont été des plus limités. Dès qu'on aborde les plateaux périphériques, le pourcentage du basalte devient très vite prépondérant et il est aisé de distinguer ce drift de zone externe de celui du secteur montagneux. Si nous nous limitons pour le moment à la montagne et à ses environs immédiats, nous constatons en bordure des Cuillins deux faits importants qu'A. Harker avait du reste déjà signalés, sans tenter d'en fournir une interprétation globale [199] :

1) Beaucoup de blocs et de cailloux de la moraine proviennent des intrusions mineures basiques (basalte, dolérite) tandis que la matrice semble dériver essentiellement du gabbro. Cette particularité ne peut s'expliquer que par une différence de comportement des deux types de roches vis-à-vis de l'altération préalable : le gabbro étant plus décomposable que les dykes qui le traversent (v. p. 376).

2) Il convient de distinguer dans les accumulations morainiques deux types assez différents : une moraine de fond où des cailloux et des blocs subanguleux ou même un peu arrondis sont noyés dans une matrice argilo-sableuse; une moraine en collines ou en tas, comportant peu de matrice et formée essentiellement de cailloux anguleux brisés par le gel. Il n'y a aucune commune mesure entre les volumes des deux types de moraine, le second étant beaucoup plus réduit que le premier. Tous ces faits ne laissent place qu'à une seule interprétation. Le matériel morainique de fond provient pour la plus grande part d'un stock d'altérites préglaciaires dans lequel la glace a puisé largement. Naturellement les gabbros plus altérés ont surtout contribué à la formation de la matrice, tandis que les dykes de dolérite en meilleur état libéraient des fragments qui ont constitué la fraction grossière. Le plus clair du travail de l'ice-cap a donc été un nettoyage du manteau d'altération avec prise en charge des débris qui en étaient issus. Quand, plus tard, les glaciers se limitèrent aux vallées, le stock d'altérites était très entamé sinon totalement épuisé par endroits (au bassin du Loch Coruisk par exemple). Mais le dégagement de grandes surfaces rocheuses sur les interfluves permettait alors au gel d'alimenter en pierraille

anguleuse les éboulis et par voie de conséquence les moraines. Bien entendu, ce furent cette fois les roches les plus gélives (dykes, sills) qui firent surtout les frais de l'opération.

C'est principalement à partir de cette seconde période que les crêtes des Cuillins furent aiguisées par le gel, car au cours du maximum glaciaire, la glace devait recouvrir une bonne partie de la montagne tout en laissant pointer hors de la calotte plusieurs nunataks. Ainsi s'éclaire le contraste opposant les formes très déchiquetées des parties supérieures de versants et la topographie douce et onduleuse de polissage des basses pentes qui ont bénéficié d'une protection plus durable de la part des glaciers de vallée. Une opposition du même genre mais encore plus brutale et moins nuancée s'observe dans les cirques sculptés dans le gabbro : aux longues parois de roches éclatées, fait suite subitement après un angle basal bien marqué, un plancher sinon uni, du moins très régulier. Ce modelé rigide, W. V. Lewis le compare à celui qu'il a déjà observé au Pays de Galles [271]. Il y voit, quant à lui, la preuve d'une action très efficace des eaux de fonte, un peu comme dans les glaciers de cirque islandais actuels. En effet, pour Lewis, l'hypothèse classique du gel pénétrant dans la rimaye ne pourrait rendre compte, ni de la netteté de l'angle de base, ni surtout de la profondeur jusqu'à laquelle se fit sentir la gélifraction (plus de 300 m en dessous de la limite supérieure de la glace par endroits). Le regel d'abondantes eaux de fusion infiltrées en été le long des parois serait au contraire une explication plus satisfaisante. Dans cette hypothèse le glacier arrache les éléments éclatés sur les parois, polit le plancher, mais surtout exporte le matériel.

Quant au granite des Red Hills, massif et presque dépourvu d'intrusions mineures, il était largement immunisé contre l'action du gel : une fois terminé le déshabillage du manteau d'altération par la glace, les pentes des dômes sont à peu près restées ce qu'elles étaient en dehors de quelques cirques « en fauteuil ».

La glace a évidemment fini par se réfugier dans les cirques et particulièrement dans ceux de Cuillins. C'est là que nous rencontrons des formes glaciaires d'une étonnante fraîcheur. La rareté des éboulis y est frappante : elle tient à un nettoyage des parois qui s'est poursuivi jusqu'à une date très tardive puisqu'ailleurs sur les versants persistent les débris tardiglaciaires. Effectivement des arcs morainiques très frais jalonnent le débouché des cirques. Celui du Coir' a Ghrunnda déjà signalé par Harker, est d'autant plus caractéristique qu'il borde un cirque à parois nues. Le beau rempart morainique qui, un peu plus au Nord, barre le Loch an Fhir bhallaich, date de la même époque.

Comme les traces laissées par les glaciers dans le paysage montagneux du centre de Skye sont souvent très fraîches, on est tenté de penser que l'évolution postglaciaire du modelé, faute d'avoir pu disposer du temps nécessaire est restée à peu près négligeable. En fait, elle est très inégale d'un point à l'autre : presque nulle par endroits, assez sensible ailleurs. Comme c'est toute la question de l'efficacité du système morphogénétique sous climat tempéré humide qui est une fois de plus en cause, nous pouvons essayer de préciser un peu les choses.

Le climat périglaciaire qui a suivi le retrait et la disparition des glaciers n'a laissé que fort peu de traces dans la morphologie, parce qu'il s'est manifesté pendant une période trop brève, mais aussi parce que les sols géométriques auxquels il a donné naissance sont fragiles et ont disparu sous l'action de la solifluction, du creep ou même du ravinement causé par le piétinement des moutons. Il reste encore sur la bordure ouest des Cuillins, en contrebas du Coire Lagan, à 260-270 m d'altitude seulement, quelques vestiges d'anciennes terrassettes de débris étalées sur des pentes faibles. Actuellement, il faut monter jusqu'à plus de 630 m pour trouver des phénomènes périglaciaires fonctionnels. Sur la crête sommitale du Blaven, les endroits plats sont très limités et les quelques petites esquisses de sols géométriques actuels se réfugient dans les creux. Ce sont des cercles de pierre dont le diamètre intérieur ne dépasse guère 15 cm (médiane = 10 cm). La couronne est constituée de petites pierres anguleuses redressées, le centre occupé par de la « terre » de décomposition avec quelques débris de graviers. Si les dimensions sont restreintes, les formes sont nettes car dépourvues de végétation. Au sommet du B. Dearg Mhor (Red Hills), la place ne manque pas, mais la granulométrie des débris est moins favorable que dans le gabbro car les tailles intermédiaires entre les cailloux et les limons sont bien représentées dans les granites en voie de désagrégation. On observe néanmoins à l'intérieur de cercles de pierre anciens dont le diamètre intérieur atteint 80 cm, des cercles plus petits (diamètre 20 à 40 cm) mais fonctionnels où s'effectue un tri de l'arène et de la « terre » brune de décomposition. Sur les pentes faibles il y a passage progressif à des sols striés d'ailleurs courts et discontinus. Quand la valeur du versant s'accentue, le lessivage de la terre par ruissellement bloque ces genres d'évolution et on voit apparaître alors des coulées de pierraille.

L'existence d'un climat périglaciaire actuel sur les montagnes n'est pas la seule condition nécessaire à la réalisation de ces sols géométriques. Il faut en outre qu'un début d'altération des surfaces rocheuses ou des débris pierreux ait fourni une quantité suffisante d'éléments fins de la taille des limons ou des argiles. Cette décomposition naissante est favorisée par l'humidité du milieu climatique. Elle est encore très peu avancée sur les parois de gabbro qui ont gardé intactes les empreintes d'usure imprimées par les glaciers. La seule évolution que connaissent ces grandes surfaces lisses de roches sombres est, à côté de l'apparition d'une teinte brune tout à fait superficielle, l'effondrement çà et là de quelques bancs épais le long des plans de faiblesse fortement inclinés. Ce détachement d'imposantes portions de parois semble avoir pour cause essentielle la décompression provoquée

par la disparition de la glace. De beaux exemples sont visibles sur les versants aux environs de la cuvette du Loch Coruisk. Ainsi au Nord du Loch na Cuilce, une grosse écaille de gabbro s'est détachée récemment en glissant sur un plan de diaclase qui garde une cicatrice fraîche de couleur plus claire. Le volume rocheux s'est brisé en blocs anguleux de plusieurs m^3 chacun, qui se sont disposés sans ordre au pied de la paroi. Des phénomènes analogues sont observables sur les pentes du Gars Bheinn.

Dans le granite, la décomposition postglaciaire est plus avancée car la roche est malgré tout plus sensible à la désagrégation que le gabbro central. Sur les roches polies, l'altération débute en bordure des grandes fissures puis gagne petit à petit les volumes intermédiaires qu'elle finit par isoler complètement. Les blocs ainsi détachés et plus ou moins branlants peuvent alimenter les éboulis, comme sur le rebord ouest du Coire Reidh. Ainsi que nous l'avons signalé plus haut, l'arène abonde sur les surfaces rocheuses et tous les signes d'une désagrégation efficace sont réunis dans le paysage des Red Hills. Mais ce manteau de désagrégation qui se reconstitue assez vite après avoir été balayé par la glace, est actuellement la proie d'un nouveau mode d'érosion : un ravinement d'origine anthropique. Sous l'effet du piétinement des moutons qui sillonnent les pentes, les débris se remettent en marche d'autant plus facilement qu'ils ne forment qu'une couverture mince reposant sur la roche en place imperméable. Deux processus collaborent étroitement : 1) Un mouvement de masse sur le haut des versants : glissement « en feuille » qui s'opère le long des plans lubrifiés par la « terre » ocre de décomposition et qui s'accompagne d'une déchirure de la couverture végétale. Grâce à ce processus et grâce aux coulées de pierraille, les éboulis continuent d'être alimentés un peu dans le haut actuellement. 2) Le ravinement proprement dit qui incise les revêtements d'éboulis en grande partie couverts et étale les cailloux assez petits et subanguleux mêlés aux éléments plus fins teintés en ocre par la limonite. Ces ravins élémentaires sont des égratignures peu profondes et parallèles qui donnent aux versants des Red Hills un air de parenté très caractéristique. La faiblesse de l'entaille s'explique en premier lieu par l'absence dans la roche en place granitique, d'intrusions mineures qui auraient pu constituer un lieu de prédilection pour l'action du gel au Quaternaire froid et en second lieu par la minceur du manteau d'éboulis. Les torrents se contentent de dégager l'arène, les cailloux et au mieux quelques petits blocs. Ils ne peuvent en raison de leur hiérarchisation très faible avoir une compétence suffisante pour prendre en charge les gros blocs. Ce n'est qu'avec l'amenuisement progressif des éboulis au fur et à mesure des progrès de l'altération que le ravinement pourra élargir ses conquêtes, mais sur les versants où l'eau séjourne mal les processus physico-chimiques resteront lents.

Dans les montagnes granitiques, à côté du ravinement élémentaire qui écorche superficiellement les versants existe une autre forme de ravinement mieux organisé et partant plus efficace. Il s'observe presque toujours sur des pentes dont le profil un peu concave se raidit dans la partie supérieure sous l'influence de la structure.

Dans le cas du Glamaig ou du Belig, c'est un chapeau de basalte qui détermine la présence d'une corniche *(photo 33)*. Pour le Marsco, le B. Dearg Mheadhonach et le Ruadh Stac, c'est une variété de granite plus résistant. Dans tous les cas, le résultat est à peu près le même. Des ravins nettement plus profonds que ceux de la catégorie précédente prennent naissance à la base des escarpements supérieurs. Ils utilisent généralement des lignes de faiblesse (dykes, grandes diaclases, fractures) pour converger vers un chenal bien incisé qui débouche dans la vallée principale par un cône de déjection à pente longitudinale accusée. Il est hors de doute que ces ravins ont été creusés à une époque où le ruissellement était beaucoup plus intense qu'aujourd'hui : ils correspondent à ceux que nous avons appelés « ravins de fin de période froide » et sont l'équivalent de ceux qui ont parfois été dénommés « canyons tardiglaciaires de récession » [J. Tricart, 443]. Sur les flancs du B. Dearg Mheadhonach, on peut voir clairement que ces ravins ont leurs versants couverts de végétation. Au pied du Belig, les cônes de déjection sont en grande partie morts. Il ne faudrait cependant pas en déduire que l'évolution actuelle est arrêtée. Dans les cônes, les génératrices restent fonctionnelles. De temps à autre, les nappes de débris sont alimentées par des apports des torrents qui étalent des accumulations fraîches sur les herbes et les bruyères. Bien entendu,, il ne faut pas se laisser abuser par l'aspect plus ou moins arrondi de certains cailloux emballés dans les volumes de sable et de gravier. Ce n'est pas le bref transport torrentiel qui a pu donner un tel émoussé, mais bien la désagrégation qui auparavant s'était emparée des fragments de roche en place et d'éboulis ou bien de la fraction grossière des moraines.

Encore différents sont les grands ravins qui burinent les flancs des crêtes *(photo 30)*. Ils sont d'origine plus ancienne et ont été largement façonnés par le gel. Pourtant leur évolution se poursuit présentement, car ils continuent de fonctionner à la fois comme lits de torrents et comme couloirs d'avalanches alimentés en éboulis frais ou en dépôts de pente remis en marche par l'action anthropique. Ainsi le versant oriental du Blaven est entaillé par de profondes coupures tributaires des plans de fracture suivis ou non par des dykes (v. p. 368). Les torrents qui empruntent ces chemins aux coudes brusques les récurent de temps en temps et remodèlent en bas les bordures d'anciens cônes aplatis en grande partie morts, en étalant même quelques nappes fraîches de cailloutis. Mais, au moins dans la partie supérieure des couloirs, il faut tenir compte également du ramonage des avalanches. La terre noirâtre de décomposition des roches basiques est un matériel de choix pour le glissement des avalanches boueuses lourdes et lentes de printemps. Ce déplacement saisonnier répété est suffisant pour

expliquer l'absence de végétation sur toute la largeur du couloir, à l'exception toutefois des petits secteurs auxquels l'abri d'un replat rocheux épargne un raclage trop prononcé.

Si actuellement, l'évolution des versants dans son ensemble est modérée sans être négligeable, en revanche, les cours d'eau principaux semblent être frappés de paralysie dans leur aménagement de fond d'auge par creusement linéaire. Ce fait n'est pas particulier du reste au centre de Skye et nous l'avons signalé à maintes reprises ailleurs. Les rivières dégagent péniblement leurs vallées du matériel morainique qui les occupe. Dès qu'elles atteignent la roche en place *saine*, elles se trouvent bloquées dans leur incision. L'Allt Coire nam Bruadaram, tributaire du Loch Ainort, glisse sur un verrou de granophyre sans l'entailler. Un peu plus au Nord, la rivière Moll, suit fidèlement les inégalités du soubassement granitique qu'elle a nettoyé de son manteau de moraine. Les seules incisions modestes (0,50 m à 2 m) sont localisées, non dans les secteurs en pente forte — l'eau y glisse sur des cascades obliques très caractéristiques — mais sur des portions de roches cariées. Cette dissection n'est d'ailleurs pas actuelle au sens strict, puisqu'elle se raccorde à une terrasse qui passe vers l'aval à un cône deltaïque ancien, lui-même en liaison avec le niveau marin de la plage soulevée inférieure. A une échelle un peu plus réduite, le vallon qui descend du Meall a' Mhaoil présente des caractéristiques analogues. La base de l'entaille aboutit à un talweg qui est légèrement suspendu au-dessus de la mer d'une hauteur précisément égale à celle de la partie vive de la falaise. Ce niveau correspond à l'altitude de la dernière plage soulevée aux environs (1).

Ces quelques exemples montrent que la position actuelle du niveau de base marin ne saurait à elle seule expliquer le manque de dynamisme et la médiocrité du travail des rivières. Les conditions climatiques sont également en cause. En outre, il faut prendre en considération le frein qu'impose dans le lit des cours d'eau la présence de gros blocs d'origine morainique dépassant la compétence des organismes actuels. Une démonstration significative est fournie par la riv. Sligachan. A. Harker a montré que cette rivière qui est de beaucoup la plus importante du secteur, n'avait pas réussi à déplacer de plus de 230 m environ les cailloux de granite et de gabbro dérivés de la moraine de fond.

Une expérience de marquage d'une rive à l'autre a prouvé que les changements de position des blocs (auxquels l'action de l'homme n'était sans doute pas étrangère) ont été des plus limités [198].

b. Les plateaux périphériques

Si des plateaux d'érosion flanquent de toutes parts ou presque les montagnes du centre de Skye, ils sont loin d'avoir la même étendue et le même aspect dans les différentes directions. Très largement développés dans les basaltes du Nord et du Nord-Ouest sous forme de tables monotones, ils se réduisent vers le Sud (péninsule de Strathaird) à quelques buttes dont le chapeau plat basaltique recouvre les sédiments secondaires, vers le Sud-Est et dans le Sud de Raasay à des éléments restreints tronquant à la fois les couches cambriennes et mésozoïques et les feuilles intrusives qui les lardent. A Soay, dans le Nord de Raasay et dans la plus grande partie de Scalpay, ce sont même les bancs inclinés de Torridonien qui sont recoupés, un peu comme dans la péninsule de Sleat où l'on retrouve des plateaux analogues. Dans ce dernier secteur toute trace de couverture basaltique a disparu (si tant est qu'elle ait jamais existé).

Par rapport à l'emplacement du centre du complexe volcanique de Skye, il existe donc un dissymétrie fondamentale dans l'extension actuelle des coulées, puisque plus de 95 % des basaltes effusifs, sont situés dans un secteur compris entre le Nord et l'Ouest. Il est pourtant clair que les épanchements sont liés au grand complexe volcanique du centre de l'île (v. chapitre II). Faut-il voir dans ce dispositif particulier la conséquence directe d'une mise en place des laves originellement décalée vers le Nord-Ouest ou bien le résultat d'une érosion inégale liée à des phénomènes de basculement ? L'examen de la surface infrabasaltique doit nous permettre de répondre à cette question.

Le problème de la topographie infrabasaltique.

Partout où le contact est visible, le basalte des premières coulées repose sur les sédiments par l'intermédiaire d'une topographie d'érosion dont la régularité d'ensemble n'exclut pas des accidents de détail. Malheureusement, il est rare de pouvoir suivre sur une grande distance le contact des deux formations, car il est le plus souvent masqué par les éboulis dégringolés des corniches de basalte. En outre, les sédiments sous-jacents étant d'ordinaire moins résistants que les coulées qui les recouvrent, la topographie infrabasaltique est rarement exhumée. C'est le sapement des sédiments qui commande le recul des volumes basaltiques. En définitive, il n'y a qu'en bordure de la mer que nous ayons quelque chance de trouver des coupes naturelles correctes parce que bien

(1) Comme le montrent les magnifiques coupures à l'emporte-pièce effectuées par l'Allt Daraich ou par des ravins morts dans le Torridonien à proximité, le creusement de ce vallon a débuté au plus tard à la fin de la période froide et peut-être bien avant.

nettoyées, à condition, bien entendu, que le niveau marin ne soit pas trop éloigné du contact. Ainsi le long du bras de mer du Loch Scavaig, il faut renoncer à suivre de près la base des coulées sur le flanc occidental du B. Cleat, car en dépit d'une altération poussée des laves qui permet un dégagement imparfait de la topographie sous-jacente et la naissance d'une banquette, le contact situé trop en arrière du rivage est mal dégagé, empâté par les éboulis et les dépôts de pente. Par contre, un peu plus au Nord sur le versant ouest du B. Leacach, on saisit clairement sur les parois des falaises la ligne régulière qui épouse le sommet des sédiments. Quelques poches évasées remplies de basalte pénètrent dans le calcaire.

La côte nord de Soay Sound est très favorable à ce genre d'observations, car le contact en raison de son inclinaison modérée, peut se suivre le long des falaises sur près de 2 km environ. Diverses couches sédimentaires à pendage marqué vers le Nord-Ouest, donc vers l'intérieur, se succèdent à la base des coulées : depuis le Torridonien à l'Est jusqu'au Crétacé à l'Ouest en passant par le Trias et le Jurassique. Le basalte lui-même incliné vers l'Ouest ou le Nord-Ouest recoupe en discordance angulaire nette les roches sédimentaires, mais l'angle du biseau généralement compris entre 4 et 8° excède rarement 10°. A l'embouchure de l'Allt na Meacnaish, on voit très bien comment les lits de grès, de shales et de calcaires du Lias sont recouverts par les coulées car la mer a mis en valeur le contact en creusant les faciès tendres sous les laves. La limite régulière quoiqu'onduleuse et vallonnée plonge par endroits sous le niveau de la mer en soulignant l'existence de creux évasés de quelques mètres de profondeur. A la petite pointe d'An Leac, c'est au Trias d'être à son tour surmonté de basalte. Grâce à la résistance du matériel — une brèche à cailloux de quartz et de gneiss noyés dans un ciment siliceux — et grâce au nettoyage effectué par la mer au cours d'un stationnement à un niveau ancien plus élevé, la topographie infrabasaltique a été localement exhumée. Elle est inégale et forme une protubérance dissymétrique, sorte de cuesta miniature de 6-7 m de commandement épousant le contour des bancs de conglomérats inclinés de 10-12°. Nous avons donc là un bel exemple de petit relief structural mis sous scellés par les laves. Plus à l'Est, au-delà d'un creux marqué où le basalte descend de nouveau en-dessous du niveau de la mer, c'est le Torridonien qui apparaît à la base des falaises. Moins résistant que le basalte à l'érosion des vagues, ce grès rose n'a pas permis le dégagement de la surface infrabasaltique qui n'apparaît qu'en coupe. Si le contact est dans l'ensemble régulier, il n'en comporte pas moins dans le détail des inégalités soudaines assez marquées : creux dont la pente peut dépasser 40°. En montant progressivement, la topographie infrabasaltique finit par quitter le rivage et le basalte soumis à l'action des processus continentaux (en particulier le gel au Quaternaire) forme progressivement un escarpement indépendant. Cette inversion de l'échelle de dureté explicable par un changement du système d'érosion permet le dégagement d'une banquette, mais cette dernière est malheureusement recouverte par des éboulis qui masquent le contact. De ces quelques observations faites le long du Loch Scavaig et surtout le long de la côte septentrionale de Soay Sound on peut déduire raisonnablement que la topographie onduleuse sur laquelle se sont épanchées les laves est de nature continentale : un plateau d'érosion en voie d'incision par quelques vallons. Au reste, si les coulées s'étaient déposées en milieu aquatique, elles auraient gardé une structure caractéristique de « pillow-lavas ». Or cette structure est presque toujours absente. Il n'y a guère qu'à l'Est du débouché de l'Allt na Meacnaish, que s'observent des laves boursoufflées en balles et coussinets avec de nombreuses verrues, mais cette particularité locale peut tout simplement s'expliquer par la présence d'une cuvette lacustre sans qu'il soit besoin de faire appel à la mer.

Sur d'autres rivages actuels de l'île de Skye, les caractères de la topographie infrabasaltique appellent des observations qui corroborent les remarques précédentes. Ainsi, le long de la côté sud de la baie de Portree et plus spécialement dans le rentrant de Camas Bàn, le basalte fossilise de petits sillons évasés qui exploitent le litage des grès jurassiques. On peut notamment reconstituer un versant incliné à 25° grâce à plusieurs témoins de couverture basaltique qui subsistent plaqués sur les sédiments. A Stein, en bordure de la péninsule de Vaternish, le contact du basalte des coulées avec le Jurassique descend rapidement vers le rivage suivant une pente qui dépasse 20° par endroits.

Ces quelques exemples ne sauraient toutefois nous faire oublier qu'en d'autres endroits la limite inférieure des basaltes frappe par sa parfaite régularité.

Dans le fond du Loch Bay, à quelques kilomètres seulement de Stein, on voit sur une vingtaine de mètres une épaisse masse de basalte reposer par un contact pratiquement plan et horizontal sur des sédiments très légèrement inclinés et tronqués en biseau. Le contact a été souligné par le travail de la mer qui a exploité les shales et les argiles en créant un surplomb dans les roches volcaniques. Il ne faudrait cependant pas conclure hâtivement à la fossilisation d'une ancienne plate-forme d'abrasion marine par les coulées, car les pillow-lavas sont absentes et le basalte découpé en prismes grossiers sur 4 m de hauteur présente bien des caractères d'une feuille intrusive. Cette hypothèse est d'autant plus probable qu'au voisinage sur l'estran, les sills apparaissent traversant les sédiments. Plus significatives sont les coupes naturelles observables au Sud de la baie de Tianavaig, car cette fois il s'agit bien de basalte effusif. Grâce à des coupes longues de plusieurs dizaines de mètres, on peut suivre la base des coulées. C'est un plan très régulier et rigide subhorizontal recoupant en biseau les shales noirâtres et les grès du Jurassique. Quand le basalte est décomposé il a par son recul laissé se développer une banquette d'abrasion dans les grès. De temps à autre, les laves viennent se mouler contre de petits reliefs à

flancs accusés (40°) qui rappellent assez les pinacles qui subsistent parfois sur les plates-formes d'abrasion marine. Pourtant aucune lave en coussinets n'est visible. Au moins dans ce cas le doute est néanmoins permis et on ne peut pas exclure que les coulées se soient épanchées sur une plate-forme littorale. Il faut reconnaître cependant que dans la grande majorité des cas, l'origine continentale de la topographie infrabasaltique n'est guère douteuse.

Compte tenu de cette nature, on peut essayer maintenant de reconstituer l'allure générale de la topographie sous-basaltique. Très vite il apparaît que les différences d'altitude sont trop considérables d'un point à l'autre, trop systématiques d'un rivage à l'autre pour qu'il ne soit pas obligatoire de faire intervenir de puissantes déformations ultérieures. Non seulement le soubassement des coulées est souvent fortement incliné, mais encore les laves ont elles-mêmes des pendages bien supérieurs à ceux qu'on serait en droit d'attendre d'épanchements aussi étendus et donc très fluides. Au voisinage du centre du complexe intrusif, les mouvements positifs ont évidemment été très vigoureux mais ils s'atténuent assez rapidement vers le pourtour : alors que dans la partie de l'île située à l'Est de la riv. Sligachan, les pendages de la couverture basaltique sont très variables avec des valeurs éparpillées de 1 à 80°, à l'Ouest des Cuillins, les valeurs se groupent sagement autour d'une médiane modérée de 11-15°. Plus riche d'intérêt semble être le fait que la pente générale de la surface infrabasaltique est le plus souvent dirigée vers l'Ouest. En effet, une telle disposition aurait le mérite d'expliquer simplement par l'intermédiaire d'un mouvement de bascule et donc d'une érosion plus poussée à l'Est, la dissymétrie fondamentale de la répartition actuelle des affleurements de basalte que nous avons notée plus haut. Dans la péninsule de Strathaird, la topographie infrabasaltique est nettement inclinée vers le Loch Scavaig, ainsi qu'on peut l'observer dans le Glen Scaladal. Sur le flanc oriental du B. Meabost il faut grimper jusqu'à 270 m pour trouver la base des coulées, alors qu'à l'Ouest du B. Leacach, on rencontre le basalte à quelques dizaines de mètres au-dessus du rivage. La pente est de l'ordre de 80 °/₀₀. Le long de la côte nord du Soay Sound, le soubassement sédimentaire tronqué plonge régulièrement vers l'Ouest de plus 100 m à 0 m sur une distance de 8 km, soint une pente d'environ 12,5 °/₀₀ seulement. Les inclinaisons sont donc très variables d'un secteur à l'autre et il ne saurait être question d'envisager un basculement global de l'île d'autant qu'aux environs de Waterstein, à l'extrémité la plus occidentale de Skye, les sédiments jurassiques et même le socle réapparaissent de dessous une couverture basaltique, doucement inclinée vers le Sud-Est. De part et d'autre de la baie de Tianavaig qui constitue l'aboutissement, comme nous le verrons plus loin, d'une charnière tectonique de premier ordre, les pentes changent brusquement. Au Sud, la surface infrabasaltique est faiblement inclinée de quelques degrés seulement; au Nord elle monte de 0 à plus de 300 m vers l'Est en moins de 2 km (plus de 150 °/₀₀). Un tel changement n'est explicable qu'avec un jeu de faille important. De la même manière, la disparition brutale du basalte dans l'île basse de Soay alors que sur le rivage nord du Sound à 1 km ou 2, les laves ont encore une épaisseur de 150 m au moins ne peut guère se comprendre qu'avec une faille à déplacement postbasaltique. La même explication est à envisager pour le coin de basalte qui subsiste dans l'angle sud de Scalpay, car son épaisseur atteindrait 500 m d'après Peach et Horne [334]. Quant à la différence systématique d'altitude qui intéresse la base des coulées dans tout le Nord de l'île (Trotternish), elle est de toute évidence le résultat d'un grand basculement vers l'Ouest. Les basaltes qui au Stòrr reposent sur le Jurassique moyen à 450 m d'altitude, plongent sous le niveau de la mer au Loch Snizort Beag, à 10 km à l'Ouest. Tous ces mouvements de déformation postérieurs au dépôt des laves ne font sans doute que reprendre des mouvements plus anciens. Il est frappant, en effet, de constater que souvent les sédiments nivelés sous-jacents ont en gros la même direction de pendage que les basaltes tout en ayant une valeur supérieure. Ce fait est visible aussi bien sur le rivage nord du Soay Sound que le long du Loch Scavaig. Dans la baie de Portree, les sédiments jurassiques sont nettement inclinés vers l'intérieur comme les laves, mais suivant un angle de 12-15° au lieu de 6-7° pour les basaltes.

Quatre conclusions sont à tirer de l'examen de la topographie infrabasaltique :

1) le contact entre les coulées basaltiques et les sédiments sous-jacents est jalonné par une surface d'érosion à caractère le plus souvent continental. Les pillow-lavas sont sinon inexistantes, du moins très rares, ce qui implique à l'époque de l'épanchement des coulées un niveau marin relativement plus bas qu'actuellement, ainsi que le faisait déjà remarquer Clough et Harker [98].

2) L'exhumation de cette surface est rendue presque toujours impossible par la nature insuffisamment résistante du soubassement rocheux sédimentaire. Par endroits cependant les épisodes froids du Quaternaire ont permis, en dépit de leur brièveté, le dégagement d'une petite banquette de quelques mètres de large sur laquelle se sont accumulés les éboulis.

3) La surface sous-basaltique et les laves qui la recouvrent ont été sujettes à des déformations d'intensité très inégale suivant les lieux. Le plongement assez général vers l'Ouest, sans correspondre à un mouvement global de basculement, explique néanmoins la disparition presque complète de la couverture de laves vers l'Est, sa bonne conservation au contraire à l'Ouest et au Nord-Ouest. Toutefois un tel schéma ne peut avoir qu'une valeur approximative, car les styles tectoniques varient en fait d'un secteur à l'autre, comme nous le verrons un peu plus loin. Dans toute la partie occidentale de Skye, les roches sur lesquelles reposent les coulées

n'affleurent que sur des superficies très limitées en bordure du Loch Bay et surtout aux environs de Waterstein. Il est significatif que dans ce dernier secteur les grès et shales du Jurassique moyen qui s'appuient sur un socle gneissique soient inclinés vers le Sud-Est : un tel dispositif implique un mouvement positif — sans doute purement local — en bordure du Little Minch.

4) Compte tenu de la durée considérable qui a suivi les épanchements volcaniques et qui a permis à l'érosion de s'exercer amplement, les épaisseurs des masses basaltiques visibles le long des falaises sont encore remarquables. Si, non loin de Waterstein, à sa terminaison occidentale, le basalte ne mesure que 75 m d'épaisseur environ au-dessus du Loch Mòr, à un kilomètre au Sud, à Waterstein Head, sa puissance dépasse 250 m, ce qui s'explique à la fois par les inégalités du soubassement et par les accidents de la topographie de surface. Au total, il est clair que les coulées qui se sont épanchées à température élevée et à l'état très fluide se sont étendues bien au-delà des rivages actuels. Même en direction de l'Ouest où les mouvements positifs ont été des plus limités, quand ils existaient, les limites des affleurements basaltiques sont des limites d'érosion.

Les conditions de mise en place des coulées et les paysages des plateaux basaltiques.

Il n'est pas sans intérêt de savoir dans quelles conditions et plus spécialement en quel milieu climatique s'est opéré le gigantesque empilement des coulées dont il subsiste des vestiges encore grandioses. La question est d'importance, car elle concerne non seulement la reconstitution paléographique, mais indirectement l'âge des épanchements basaltiques. En outre, l'hétérogénéité lithologique des volumes de laves retentit dans le modelé actuel.

On a depuis longtemps signalé l'existence de lits de couleur rouge ou plus rarement grise intercalés dans les séries basaltiques. En général leur épaisseur est médiocre et ne dépasse guère un mètre, mais leur continuité peut être remarquable par endroits. Jusqu'à présent, on a considéré ces lits comme des paléosols tropicaux élaborés en milieu continental chaud et humide dans l'intervalle de temps séparant deux coulées successives. En fait, ce problème (qui n'est du reste pas particulier à Skye mais se pose également pour Mull, le Morven et d'autres plateaux basaltiques d'Ecosse) n'est pas simple, car des phénomènes de convergence peuvent conduire à des apparences trompeuses. Déjà Harker remarquait qu'i y avait deux sortes d'altérations : celle qui était due au weathering, mais aussi celle qui provenait des eaux thermales et appartenait à la phase volcanique [200]. Plus récemment, T.F.W. Barth a attiré l'attention sur les risques d'erreur que pouvait comporter l'interprétation des lits rouges interstratifiés dans les basaltes d'Islande [32]. En effet, des « red partings » — intercalations de concrétions siliceuses mélées d'argile et liées à l'activité des fumerolles hydrothermales — peuvent ressembler étonnamment à d'anciens sols tropicaux. Les basaltes islandais sont profondément altérés sous l'action des sources d'eau chaude surtout si ces dernières sont acides. Le produit de l'altération, de l'opale mélé à un amas argileux, se dispose justement en lits rouges blanchâtres ou jaunes. Il est vrai que l'argile contenue est formée en grande partie de kaolinite. Or l'analyse de la fraction argileuse d'échantillons prélevés en plusieurs endroits à Skye (Baie de Portree, Waterstein Head, B. Tianavaig) n'a pas révélé de kaolinite, mais une prédominance quasi-exclusive de montmorillonite ([177], v. aussi le tableau VIII). La difficulté n'est toutefois pas insurmontable, car Barth cite un bon exemple de lit argileux gris homogène d'origine hydrothermale et pourtant formé essentiellement de montmorillonite et accessoirement de kaolinite et de gibbsite. Au moins dans certains cas, on ne peut donc pas exclure l'hypothèse d'une néoformation consécutive à des actions hydrothermales. Cette dernière explication présente même l'avantage de rendre mieux compte qu'une interprétation purement pédologique de la coexistence de gibbsite et de montmorillonite, car la gibbsite nécessite pour se former un drainage intense, peu compatible avec l'apparition de montmorillonite. Les couches grises à montmorillonite du genre de celles que l'on rencontre couramment sur les falaises de Waterstein Head et qu'on serait tenté de considérer comme d'anciens régurs peuvent peut-être s'expliquer comme les produits d'une altération des silicates de tufs volcaniques sous l'action hydrothermale.

Il ne faudrait cependant pas aller trop vite en besogne et rejeter toute interprétation d'ordre pédologique. Il est juste en effet de rappeler qu'entre les épanchements de laves qui se sont succédé les épisodes d'érosion continentale n'ont pas manqué. La présence d'authentiques conglomérats fluviatiles et surtout celle de discordances qui ont demandé pour leur réalisation une durée assez prolongée, en font foi.

De plus, certaines particularités de répartition et de localisation des couches argileuses visibles dans les coupes naturelles que sont les falaises, cadrent assez bien avec l'hypothèse des paléosols. Deux exemples suffiront à le montrer. Sur les falaises de Waterstein Head, on constate que c'est à l'intérieur des volumes de basaltes altérés fragiles et ternes que se rencontrent les lits rouges et jamais dans les volumes massifs plus sains qui les encadrent. Les zones rouges prennent souvent un aspect concrétionné et s'accompagnent parfois de cailloux à la base. La limite inférieure est le plus souvent irrégulière et sinueuse avec des poches dans le basalte sous-jacent. Au contraire, la limite supérieure est franche et même brutale comme si une nouvelle coulée avait recouvert un sol de décomposition contemporain. La falaise de Biod Bàn présente des caractéristiques analogues :

les lits rouges coiffent généralement la partie supérieure de volumes décomposés où apparaissent des esquisses de boules et le contact avec les coulées supérieures de basalte massif et sain est brusque. L'idée de paléosols successifs contemporains des épanchements basaltiques n'est donc pas à rejeter, même si il est dangereux de vouloir l'appliquer à toutes les zones argileuses.

Au reste, on ne peut pas oublier qu'en Islande (Antrim), des coulées basaltiques vraisemblablement contemporaines de celles d'Ecosse ont été affectées par une pédogenèse de type latéritique caractérisé comme l'a montré Eyles [140]. D'après Harker, le sommet ferruginisé d'une masse de tufs et de brèches volcaniques visibles entre Portree et les Braes rappelerait justement d'assez près la couche d'argiles volcaniques d'Antrim [200]. Il faudrait pourtant bien se garder d'assimiler les lits rouges intrabasaltiques d'Ecosse à des restes de latosols. Nulle part le stade final des hydrates d'alumine n'est atteint à Skye, puisque la silice reste toujours combinée. La prépondérance écrasante de la montmorillonite, l'absence de kaolinite nous empêchent radicalement de prendre en considération une telle hypothèse. Par contre, ces caractères de la fraction argileuse joints à la présence d'oligiste teintant violemment la masse en rouge intense pourraient très bien cadrer avec une pédogenèse du genre de celle que l'on observe dans les zones tropicales actuelles soumises à un climat à saisons contrastées. Dans ce milieu climatique à saison sèche accentuée où les précipitations ne dépassent pas 1 200 mm par an, mais où les températures moyennes annuelles excèdent 20 °C, un mauvais drainage sur des roches-mères basiques conduit à des sols ferrugineux tropicaux de ce type. La seule difficulté reste le drainage, car les basaltes sont généralement considérés comme poreux. Vu la différence le latitude entre l'Islande et l'Ecosse cette interprétation pédologique n'est pas incompatible avec les observations faites en Antrim. Lors de l'épanchement des basaltes, l'Ecosse aurait donc peut-être connu un climat tropical assez différent du climat humide franchement latéritisant d'Irlande. D'ailleurs dans les basaltes écossais ou du moins dans ce qu'il en reste il n'existe semble-t-il aucun équivalent de l'épaisse lithomarge décrite en Irlande. Tout au plus, peut-on voir dans les passées rouges des laves de Skye de petites séquences de pédogenèse intra-éruptives rappelant un peu celles des basaltes « supérieur » et « inférieur » d'Antrim.

En conclusion, retenons que les basaltes écossais ont été soumis à des phénomènes puissants d'altération, soit interne avec action hydrothermale des fumerolles, soit externe avec décomposition pédologique de type tropical.

La convergence des formes rend difficile la distinction entre les deux mécanismes, mais l'un n'exclut pas l'autre. Si l'on retient surtout l'interprétation pédologique comme il a été coutume de le faire dans les ouvrages classiques sur la région, il faut absolument abandonner toute idée de latéritisation *stricto sensu* et n'envisager qu'une formation analogue à celle des sols tropicaux ferrugineux actuels. Le milieu climatique qu'implique cette pédogenèse se concilie beaucoup mieux avec un âge assez reculé des épanchements volcaniques — éocène par exemple ou oligocène — qu'avec des émissions tardives miocènes ou même pliocènes envisagées par J. Simpson [in V.A. Eyles 140], d'autant que la réalisation des trois aplanissements qui ont tronqué successivement les coulées basaltiques a nécessairement demandé un laps de temps assez considérable.

Comme dans beaucoup d'autres régions du globe, le modelé du basalte est marqué à Skye par une association simple de formes rigides d'allure géométrique. Au moins dans les secteurs à pendage faible, les sommets sont tabulaires et constitués d'une succession d'éléments structuraux : ce cas est fréquemment observable dans toute la partie ouest de l'île. Quant aux versants, ils ont un profil en escalier plus ou moins vigoureusement dessiné. Cette fameuse topographie de « trap » se développe surtout bien quand le pendage des coulées n'est pas trop accusé et qu'il est orienté dans le même sens que la pente générale du versant. Ce fait n'est paradoxal qu'en apparence et peut s'expliquer aisément : si les bancs de basalte sont inclinés en sens contraire de la pente, ils déterminent inévitablement la formation de versants redressés sur lesquels viennent se caler les débris; ce qui a pour effet de masquer rapidement les inégalités d'origine structurale.

Parmi de multiples exemples, nous pouvons en retenir un particulièrement schématique : le versant occidental du B. Tianavaig. Les coulées de basalte nettement basculées, pendent vers l'Ouest, suivant une direction analogue à celle du flanc de la colline. Elles donnent naissance à une topographie de « trap » parfaitement claire, faite d'une succession de petits escarpements subverticaux hauts de 1 à 5 m alternant avec des banquettes inclinées couvertes de végétation. Le basalte des pentes douces riche en inclusions blanches est couramment altéré. De couleur gris foncé, il a une cassure irrégulière et terne et les contours de ses volumes rocheux sont fréquemment arrondis. Au contraire, la roche visible sur les abrupts offre des cassures nettes à arêtes vives. En coupe elle montre une apparence fraîche et un peu brillante. Il est clair que dans ce cas l'opposition topographique reflète l'existence d'un contraste lithologique. Que ce contraste soit originel et ait été exploité par les fumerolles hydrothermales ou qu'il ait été créé par une altération de type pédogénétique ne change pas grand' chose à la traduction morphologique de la structure dans le modelé.

En effet, trois causes intimement liées interviennent conjointement pour créer par l'intermédiaire d'une hétérogénéité lithologique à l'intérieur du basalte, une topographie de versants en escaliers :

1) les alternances de couches de scories basaltiques ou encore basaltes à amygdales avec des volumes de basalte massif. Les premiers types de roches sont plus facilement décomposables que les seconds, car ils contiennent plus d'eau thermale à la solidification et ont une texture beaucoup moins homogène.

2) Les superpositions de zones d'altération avec ou sans lits argileux et de basaltes restés sains. Les progrès de la décomposition tout en étant souvent calqués sur les différences lithologiques n'en sont pas toujours pour autant étroitement tributaires.

3) La présence de sills. A. Harker a sans doute un peu trop généralisé cette dernière explication, mais il faut reconnaitre que par endroits elle est incontestablement la plus valable, notamment dans les plateaux de l'Ouest. Ces feuilles intrusives peuvent avoir une persistance et une régularité remarquables; leur épaisseur dépasse couramment plusieurs mètres et atteint quelquefois 50 m. D'après Harker, un sill composé arriverait à 150 m au Preshal More près de Talisker.

Cette hétérogénéité des volumes basaltiques, nous la retrouverons dans la variété des éboulis qui en sont issus. Ainsi sur la paroi méridionale de la falaise de Waterstein Head, on constate que le basalte est formé d'une part de grands bancs massifs de plusieurs mètres d'épaisseur traversés par quelques rares joints obliques, d'autre part de basalte fragile plus ou moins décomposé et enfin de feuilles intrusives obliques et de dykes. Dans les débris qui sont au pied, se rencontrent les trois catégories correspondantes nettement distinctes :

1) des gros blocs en général assez sains, à arêtes vives mais à forme variable, qui proviennent du basalte massif;

2) des blocs arrondis, parfois véritables boules, dont la taille peut aller de 20 cm à plus de 2 m et qui dérivent évidemment des basaltes altérés;

3) des débris anguleux et sains de taille modérée issus de la fragmentation des feuilles intrusives et des dykes. Ces trois types de fragments se retrouvent au pied de la falaise de Biod Bàn à quelques kilomètres plus au Nord ou encore sur le flanc nord du B. Tianavaig (côte orientale).

Le modelé en escalier des versants basaltiques disparait progressivement au voisinage du centre intrusif de Skye. Ce changement s'explique par une composition plus homogène ou plus exactement par une induration d'ensemble dont est responsable le métamorphisme par les laccolites sous-jacents. Harker y voit pour sa part la conséquence d'une raréfaction et d'un amincissement des sills, mais cette explication oblige à faire de ces feuilles intrusives un ensemble indépendant du complexe volcanique de Skye mais en relation par contre avec un autre centre hypothétique maintenant submergé.

Les déformations tectoniques et les types morphologiques.

Sans avoir la richesse morphologique de la région centrale, les plateaux périphériques n'en présentent pas moins une certaine variété. Cette variété, ils la doivent essentiellement à la tectonique, soit directement par le jeu de failles qui ont créé des formes caractéristiques encore aisément discernables dans le relief actuel, soit indirectement grâce aux différences dans l'état d'avancement du décapage de la couverture basaltique.

Il est clair que Skye située au contact du Mainland et du fossé Minch — mer des Hébrides, dans une zone critique de « géoflexure », a subi à plusieurs reprises les effets d'un basculement vers l'Ouest. Les sédiments tronqués par la topographie infrabasaltique, cette dernière surface elle-même, les coulées de laves qui la surmontent sont tous dans l'ensemble inclinés vers l'Ouest ou le Sud-Ouest. Quant aux dykes qui traversent de façon orthogonale les basaltes, ils ont précisément pour la plupart un plan redressé vers le Sud-Ouest ou, si l'on veut, penché vers le Nord-Est, ainsi que le notait déjà Harker [200]. Ce dispositif implique donc un mouvement de bascule en direction de la mer des Hébrides ou du Little Minch. Mais il serait imprudent et même inexact de conclure à un basculement *global* de l'île. Nous avons déjà insisté sur ce point : une inclinaison dominante dans une direction ne signifie pas obligatoirement qu'un mouvement simple a affecté un bloc monolithique, elle peut fort bien se concilier avec la juxtaposition de plusieurs compartiments relativement indépendants qui ont leur style tectonique propre. Les variations subites de pendage sont d'ailleurs là pour nous le rappeler (p. 383).

Compte tenu du rôle direct et indirect de la tectonique, nous pouvons distinguer trois combinaisons morphologiques principales dans les plateaux périphériques de Skye :

1) Au Sud, au Sud-Est et à l'Est, si la couverture basaltique a presqu'entièrement disparu, c'est avant tout en raison de la profondeur du niveau de dénudation. L'idée de Harker selon laquelle l'amenuisement ou la disparition des sills dans cette direction serait responsable d'une diminution de résistance d'ensemble des basaltes et par conséquent de leur décapage plus avancé, n'est guère convaincante. En effet, nombreuses sont les feuilles intrusives qui pénètrent dans les roches sédimentaires à l'Est et les quelques vestiges de couverture basaltique de la péninsule de Strathaird comportent des sills de dolérite bien visibles. Dans ce secteur méridonal et oriental, domine un relief de collines ou d'éléments réduits de plateaux dont certains sont encore protégés par des chapeaux de basalte, résidus des nappes d'épanchement autrefois beaucoup plus étendues. Des reprises d'érosion à partir

d'aplanissements récents ont conduit dans le matériel varié de base — sédiments divers lardés par des feuilles intrusives — à la réalisation de quelques formes structurales encore timides.

2) Au Nord (Trotternish) un relief beaucoup plus hardi répond à une organisation morpho-tectonique d'une simplicité grandiose : l'importante masse des basaltes et les sédiments sous-jacents traversés par des sills puissants ont été basculés vers l'Ouest en un grand bloc allongé dans une direction grossièrement méridienne. La faille-limite doit longer le Sound of Raasay, car le rivage a un tracé en plan étonnamment rectiligne et régulier sur près de 20 km. On voit mal du reste comment en l'absence d'une faille, on pourrait expliquer la réapparition à Skye des couches sédimentaires du Jurassique, qui affleurent dans l'île de Raasay avec un pendage accusé d'Ouest. De ce grand bloc basculé dérive un splendide relief de cuesta, double par endroits, et lui-même repris par la morphologie étagée des aplanissements néogènes.

Ce type de relief se termine brutalement à l'ample gouttière qui conduit du Loch Snizort à Tianavaig Bay. Il y a là une grande charnière tectonique orientée obliquement du Nord-Ouest au Sud-Est, limite nette avec la région suivante.

3) Au Nord-Ouest et à l'Ouest enfin, les failles interviennent d'une autre manière dans le relief. Les volumes épais des coulées basaltiques sont découpés par un réseau assez dense de failles en une marqueterie complexe de blocs inégaux juxtaposés, mais le relief reste dans l'ensemble assez simple et même monotone avec de nombreuses formes tabulaires. En effet, à quelques exceptions locales près, les pendages ne sont pas suffisamment accusés pour avoir fait affleurer d'autres roches que les basaltes et le matériel est donc homogène. En outre, des niveaux d'aplanissement récents et peu dérangés occupent encore la moyenne partie du paysage, car la reprise d'érosion ultérieure s'est limitée en gros aux vallées de faille.

Dans toute *la partie sud-est de Skye,* le point de départ de l'évolution morphologique qui a conduit au modelé actuel se place au niveau de la surface écossaise. Cet aplanissement qui subsiste sous forme de vestiges plus ou moins étendus — de l'étroit replat non structural au faîte calme d'un plateau, en passant par le sommet régulier d'une butte — contribue beaucoup avec la banquette du niveau pliocène qui le borde en contrebas, à donner une réelle parenté d'aspect à des reliefs sculptés pourtant dans des matériels fort différents les uns des autres. Naturellement les témoins les plus vastes sont conservés dans les roches homogènes peu sensibles aux reprises d'érosion linéaire. Les bancs de grès torridoniens de l'île de Scalpay (tout comme ceux de la péninsule de Sleat étudiée au chapitre IV) apparaissent nettement tronqués vers 270-290 m par des éléments de plateau que domine lourdement le Mullach nan Carn. L'anticlinal du B. Suardal largement recoupé, a bien gardé la trace de l'aplanissement dans les calcaires durs et les dolomies du Cambro-Ordovicien. Par contre, le granite tertiaire qui affleure un peu plus à l'Ouest, au B. an Dhubhaich, dans le cœur de l'anticlinal, a subi une dégradation lente assez caractéristique en raison de sa sensibilité aux actions chimiques de désagrégation granulaire. La topographie du plateau reste assez régulière, mais elle est un peu déprimée par rapport aux témoins environnants (alt. : 230-250 m seulement). Quant aux inégalités de détail, elles traduisent les différences mineures d'altération dans une roche qui montre par ailleurs des signes évidents de décomposition postglaciaire à partir des cristaux de biotite (1). Toutes proportions gardées, les relations morphologiques entre calcaires et granites rappellent celles qui ont été observées sur la bordure Nord des Red Hills (p. 375), à cette différence près qu'en bordure du L. Ainort, le défoncement du niveau dans les granites est beaucoup plus poussé. Dans le Sud de Raasay, l'épaisse feuille de granite a mieux maintenu ses positions, car la roche — un granophyre à grain grosier au centre, prenant sur les marges les caractères d'une felsite — (2) se désagrège mal. Aussi les altitudes du plateau d'érosion sont-elles à peu près les mêmes dans le granite et dans les calcaires du Jurassique (B. na' Leac).

En matériel hétérogène, la surface écossaise n'offre plus que des témoins réduits sur les affleurements des roches les plus résistantes. C'est ce qu'on observe dans les plateaux compris entre le Loch Eishort et Broadford Bay, grâce à la présence de sills acides traversant les séries sédimentaires liasiques. Quand l'inclinaison des feuilles intrusives est faible, comme au B. nan Càrn ou au Cnoc Carnach, des croupes d'allure tabulaire et rigide dont les sommets tronquent sous un angle faible les bancs durs peuvent encore se développer avec une certaine ampleur. Mais si le pendage augmente, si les failles se multiplient, les restes d'aplanissement n'occupent plus qu'une place dérisoire au sommet de quelques échines dans un modelé fait de ressauts dissymétriques (environs du B. Bhuidhe).

Dans les basaltes et dolérites, si les éléments d'aplanissement d'âge prépliocène sont peu étendus, ils sont en revanche remarquablement conservés sous forme de plans rigides recoupant à l'emporte-pièce les coulées et les

(1) Comme la plupart des massifs granitiques, celui du B. an Dubhaich ne saurait être considéré comme homogène. Les quelques 26 analyses modales qui figurent dans un récent article de E.H.T. Whitten le prouvent clairement [467]. Les essais de cartographie pratiqués à partir de ces données quantitatives offrent des résultats intéressants, car ils montrent une bonne correspondance entre certains éléments structuraux et la morphologie. Toute l'extrémité nord-ouest de l'affleurement granitique occupe, en effet, une position déprimée par rapport au plateau d'érosion tronquant le reste de l'intrusion. Or ce secteur correspond précisément sur les cartes de Whitten à un granite pauvre en quartz mais bien pourvu en feldspaths.

(2) D'après C. F. Davidson, la riebeckite est généralement le principal minéral ferro-magnésien [116]. L'analyse-type d'un granophyre au Nord d'Oskaig a donné les résultats suivants : Quartz : 25 %; Orthoclase : 30 %; Albite : 34,6 %; Pyroxènes : 7 %.

sills. Il est clair par exemple que le sommet du B. Cleat, n'est pas plus conforme à la structure que celui de la butte voisine du B. Leacach.

De la même manière, la longue croupe très plane d'An Carnach biseaute de toute évidence les bancs inclinés de basalte. Ces quelques témoins conservés dans les laves basiques d'épanchement ou d'intrusion font certainement partie du même aplanissement qui se prolonge plus à l'Est dans des roches différentes. Il suffit d'observer la région depuis quelques points hauts bien placés, comme le B. Meabost, pour s'en persuader. Les analyses graphiques fournies par les coupes *(fig. 126)* ne font que confirmer la chose.

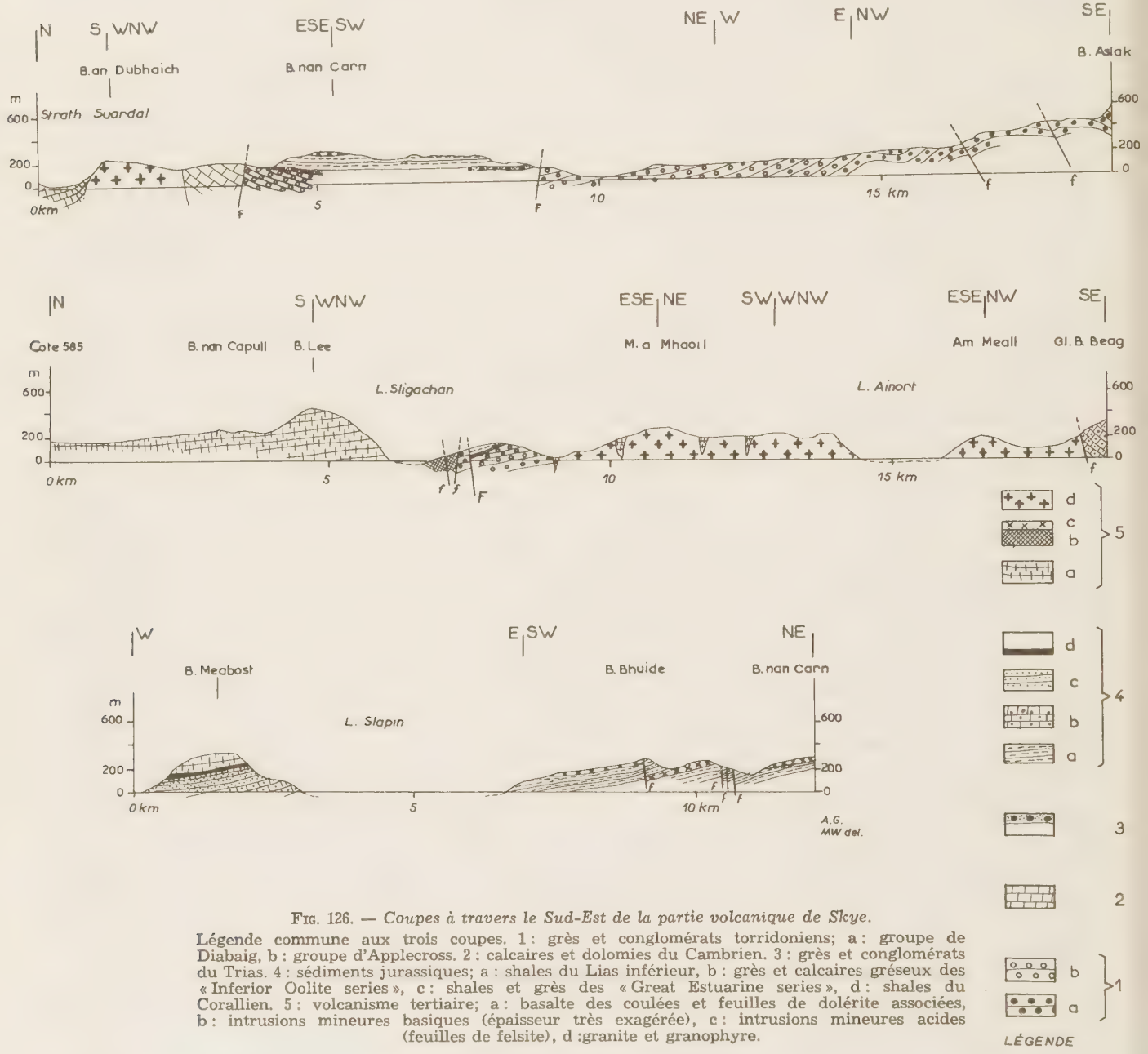


Fig. 126. — *Coupes à travers le Sud-Est de la partie volcanique de Skye.*

Légende commune aux trois coupes. 1 : grès et conglomérats torridoniens; a : groupe de Diabaig, b : groupe d'Applecross. 2 : calcaires et dolomies du Cambrien. 3 : grès et conglomérats du Trias. 4 : sédiments jurassiques; a : shales du Lias inférieur, b : grès et calcaires gréseux des « Inferior Oolite series », c : shales et grès des « Great Estuarine series », d : shales du Corallien. 5 : volcanisme tertiaire; a : basalte des coulées et feuilles de dolérite associées, b : intrusions mineures basiques (épaisseur très exagérée), c : intrusions mineures acides (feuilles de felsite), d :granite et granophyre.

Une question vient néanmoins à se poser : pourquoi les éléments de cette surface écossaise dont l'ancienne continuité est facile à reconstituer, s'abaissent-ils sensiblement, quoique de façon progressive, quand ils s'éloignent de la montagne ? La dégradation lente qui a affecté certaines roches comme le granite ne peut pas être une explication satisfaisante sur le plan d'ensemble, car les altitudes peuvent varier dans le même matériel.

Ainsi les sommets basaltiques des buttes de la péninsule de Strathaird décroissent régulièrement du Nord au Sud, depuis 280-300 m à An Carnach jusqu'à 260-265 m au B. Leacach et 250 m au B. Cleat. Deux interprétations — nullement inconciliables du reste — sont possibles :

1) L'aplanissement a pu être gauchi par des mouvements tardifs d'exhaussement du centre du complexe volcanique. Il est hors de doute que le Slat Bheinn et An Stac, épais morceaux de couverture basaltique fortement redressés contre le flanc sud-est du Blaven, ne sont pas d'authentiques planèzes. Ce sont en fait des éléments d'un plateau d'érosion taillé dans des roches éruptives métamorphisées et déformé par la suite. Mais rien ne nous permet d'affirmer que nous avons effectivement affaire à des témoins de la surface écossaise. Vu l'allure subhorizontale et l'altitude beaucoup plus faible du sommet de l'échine d'An Carnach à proximité, il est au contraire bien plus vraisemblable d'y voir des fragments de la surface intermédiaire.

2) Les différences d'altitude entre les témoins peuvent résulter d'une pente originelle longitudinale de l'aplanissement adossé à la montagne. Bien entendu, pareille hypothèse implique pour la surface en question un façonnement continental qui cadrerait par ailleurs assez bien avec ce que l'on sait des caractères de l'aplanissement dans d'autres régions. Démêler la part de l'une et de l'autre cause demeure très délicat, car s'il est un secteur qui doit bénéficier d'un mouvement positif c'est bien évidemment le massif montagneux correspondant au centre intrusif.

Les reprises d'érosion responsables du défoncement de la surface écossaise ont permis une mise en valeur du potentiel lithologique assez varié de la région. Ainsi sont nés des reliefs structuraux dont l'ampleur change d'un point à l'autre. Le plus souvent, le replat d'érosion pliocène marque dans le creusement une étape qui a laissé des traces non équivoques le long des principales vallées ennoyées ou non.

C'est au Sud, dans la péninsule de Strathaird, que le travail d'adaptation à la structure est le plus avancé. Il est vrai que plusieurs conditions propres à favoriser une bonne utilisation de la lithologie y sont réalisées. Non seulement les lochs Slapin et Scavaig — anciennes vallées transformées en bras de mer — sont très proches, mais les contrastes qui existent à l'intérieur du matériel sont très nettement marqués sans être trop nombreux. Grâce au jeu prévolcanique de la faille de Camasunary, d'épaisses séries sédimentaires jurassiques se sont conservées sous le basalte dans l'ancien compartiment affaissé alors qu'à l'Ouest de la dite faille, les sédiments secondaires ont disparu et les laves reposent directement sur les bancs gréseux du Torridonien (v. chapitre II). Du démantèlement partiel de la cuirasse protectrice de laves, il résulte dans la presqu'île un bel alignement de vigoureuses « mesas ». Dans ce type de relief s'observent trois types de formes correspondant à trois grands ensembles lithologiques superposés. Ce sont de haut en bas : 1) les coulées de basalte qui forment un entablement puissant, sorte de chapeau dont l'existence conditionne celle des buttes. Ces dernières qui représentent comme nous l'avons vu les restes d'un plateau d'érosion, sont limitées par des corniches dont la pente peut atteindre 80°. 2) En contrebas, se développent de grands versants concaves sculptés dans les épaisses formations de shales du Bathonien et du Jurassique supérieur (200 m au total) et plus ou moins recouverts d'éboulis fournis par les escarpements de laves. Quelques replats structuraux rompent la régularité de ces versants. Ils sont d'épaisseur modeste mais bien dessinés et traduisent la présence de bancs gréseux et calcaires plus résistants ou bien de feuilles intrusives. 3) Tout le long de la péninsule du côté est, le niveau d'aplanissement pliocène est représenté par un plateau étroit mais très régulier taillé vers 110-120 m dans les puissantes assises de grès calcaires du Bajocien. Comme tous les terrains — qu'ils soient sédimentaires, intrusifs ou effusifs — sont inclinés vers l'Ouest, les flancs des buttes sont dissymétriques et beaucoup plus développés à l'Est qu'à l'Ouest. Par contre, les chapeaux sommitaux et le plateau côtier qui sont tous deux des formes d'érosion indépendantes du pendage sont subhorizontaux ou même un peu inclinés vers le L. Slapin. Quelques coupes peuvent illustrer ces associations de formes. La première part du sommet du B. Meabost, mesa un peu dissymétrique *(fig. 126)*. Les pentes sommitales dans le basalte sont douces et convexes et parsemées de nombreux débris d'altération aux contours irréguliers et aux dimensions variables. Ensuite viennent des escarpements très raides de quelques mètres de haut bordés d'éboulis où les blocs ont une allure souvent géométrique. En contrebas, suivent des pentes concaves rompues par quelques gros bancs de calcaire et de grès. La base du versant de la butte se raccorde au bas plateau de Drinan dont la surface étonnament simple recoupe les couches inclinées de calcaire bajocien. Le rebord abrupt du plateau « fausse falaise » de près de 100 m de haut conduit au rivage du Loch Slapin. A An Carnach, le plan d'érosion sommital est beaucoup plus net. La corniche prend un développement bien plus considérable à cause de l'alternance de puissantes coulées de basalte massif avec des sills de dolérite. Par contre, au pied des éboulis, on passe directement sans palier d'érosion à un système de ressauts dissymétriques sur l'échine de Druim an Fhuarain qui a été respectée par le niveau pliocène. Dans l'extrémité méridionale de la péninsule, au calcaire bajocien habituel s'ajoutent une grande feuille de dolérite et une bande de shales du Lias supérieur ce qui a pour effet d'introduire une plus grande variété dans le matériel tronqué par l'aplanissement pliocène. L'exploitation de ce potentiel par de petites vallées subséquentes a permis le dégagement de deux petites cuestas obliques : l'une dans la dolérite, l'autre dans les grès calcaires du Jurassique moyen. Bien qu'ayant un profil concave très accusé avec des escarpements bordés d'éboulis, la première ne dépasse guère 15 à 20 m de commandement. Le matériel intrusif assez diaclasé a souffert de la gélivation quaternaire sur le front. En revanche, le revers est encore adouci par

les dépôts périglaciaires qui le recouvrent. Par endroits, subsistent de profondes poches d'altération préglaciaire. Quant à la seconde petite cuesta, un peu plus importante mais moins régulière, elle n'a pas été fossilisée davantage par la moraine de fond. Non seulement la corniche gréseuse soumise à l'action du gel a laché de gros blocs cubiques de plusieurs m^3, mais la partie supérieure du revers a été découpée par des encoches géométriques épousant le tracé des diaclases, tandis que le manteau morainique a recouvert la partie la plus basse. Sur le plateau d'érosion de Glasnakill qui est en avant des deux cuestas, la moraine n'est pas assez épaisse pour masquer les inégalités de la roche en place. Par ces exemples, on constate que les contrastes topographiques dus à la structure, loin d'avoir été atténués pendant le Quaternaire froid, ont plutôt été un peu exagérés, puisque les escarpements ont subi un raidissement sous l'influence de la gélifraction, tandis que les surfaces calmes mal nettoyées de leurs altérites étaient partiellement beurrées de moraine.

Au Sud-Est proprement dit, où toute trace de couverture basaltique a disparu, le travail de mise en valeur de la lithologie par érosion différentielle est beaucoup moins avancé qu'à Strathaird et des éléments plus importants de surface écossaise ou de topographie dérivée subsistent sous forme d'une demi-couronne de plateaux allant du Loch Slapin à Broadford Bay. Pourtant, le matériel est assez varié dans ces plateaux, mais les écarts de résistance entre les différentes roches sont insuffisants. Dans l'anticlinal tronqué du B. Suardal, les calcaires durs, parfois marmoréens, du Cambrien voisinent avec les granites tertiaires du B. an Dubhaich. Nous avons vu que la seconde formation avait subi une dégradation lente durant le Pliocène. En revanche, au cours du Quaternaire froid, les calcaires et les dolomies plus sensibles à la gélifraction et à la dissolution sous l'action des eaux froides agressives, furent désavantagés par rapport au granite, de telle sorte que leur position est quelquefois légèrement déprimée d'un mètre ou deux à la limite des affleurements. De leur côté, le Trias et le Torridonien qui coexistent n'ont pas des faciès tellement opposés et il n'est pas rare que les conglomérats du premier soient même un peu plus résistants que les arkoses et grès du second. Ainsi au Sud-Ouest de Broadford, le Trias repose en discordance sur le Toridonien dans un creux évasé, mais la topographie infratriasique n'est pas exhumée sur les bordures, car elle est masquée par des placages de brèche dure. Quant aux roches liasiques qui jalonnent l'axe du synclinal arqué périphérique, elles participent également à la topographie du plateau d'érosion. Ce fait n'est étonnant qu'en apparence, car les couches du Lias ont dans les « Broadford Beds » un faciès calcaro-gréseux ou même conglomératique. En outre et surtout, elles sont armées par de puissants sills composites constitués d'une épaisse « tranche » de granite ou de felsite prise en sandwich entre deux minces feuilles de basalte. Ainsi s'explique la position des sédiments mésozoïques par rapport aux environs et plus spécialement par rapport aux séries gréseuses du Torridonien que tronque le bas plateau pliocène de la partie orientale de l'île à une altitude nettement inférieure. Le passage d'un plateau d'érosion à l'autre se fait par l'intermédiaire d'une série de ressauts structuraux dissymétriques qui traduisent l'inclinaison générale des strates et des feuilles intrusives vers le centre montagneux, c'est-à-dire, suivant les cas, vers le Nord, le Nord-Ouest ou l'Ouest. Ces reliefs n'ont pas une grande ampleur — quelques dizaines de mètres tout au plus — mais ils peuvent être assez continus : l'un d'eux se suit du Cnoc Carnach au Braigh Skulamus sur 3 kilomètres. Vers le Braigh Skulamus, le modelé prend un aspect ruiniforme en raison de la présence d'une série de petits accidents successifs de quelques mètres de hauteur, sculptés dans des grès calcaires soumis à une dissolution inégale suivant les lieux. Au Cnoc Carnach, les formes ont plus de vigueur : un sill épais donne naissance à une petite cuesta de 15-20 m de commandement avec une véritable corniche et un talus d'éboulis en dalles. Pas plus que dans Strathaird, ces reliefs n'ont été fossilisés par la moraine, ce qui a permis au gel d'agir sur les escarpements. Mais dans ce secteur où deux masses de glace rentraient en conflit, les glaciers n'ont pas marqué profondément le modelé, si l'on en juge par les volumes importants de décomposition qui subsistent çà et là, y compris sur le front de la cuesta au pied de la corniche. Quand localement les sills prennent une position horizontale, ils peuvent former dans le relief un entablement simple de type réellement structural : comme on l'observe au Carn Dearg au-dessus du Loch Eishort.

Au total, les roches dans lesquelles sont taillés les plateaux du Sud-Est ont, en dépit de faciès variés, dans l'ensemble bien résisté. Les reprises d'érosion postérieures à l'aplanissement écossais n'ont atteint que fort médiocrement le secteur à quelques exceptions près comme le Glen Suardal étroite vallée de ligne de faille. Ce n'est qu'en bordure, le long de grandes vallées partiellement ou totalement ennoyées que l'on retrouve les traces du niveau-banquette pliocène qui a précédé le creusement décisif responsable du paysage actuel. Sur le bord est du Loch Slapin, existe un replat d'érosion recoupant les séries liasiques, mais il est loin d'avoir la netteté de son homologue de la côte ouest car le pendage vers la mer est défavorable. Ce niveau pliocène se retrouve en bordure du Loch Eishort et aux environs de Broadford Bay plus largement représenté. Par contre il est absent des étroits bras de mer du Loch na Cairidh et du Loch Ainort qui constituent les têtes d'un ancien drainage submergé débouchant dans le Sound of Raasay. Cette longue vallée subméridienne, dont on peut fixer l'origine aux environs du détroit de Scalpay, s'élargit à partir de Caol Mòr et du Loch Sligachan, à un endroit où précisément apparaissent de beaux vestiges du niveau d'érosion pliocène. Ce dernier est visible aussi bien dans Skye, où il domine franchement le rivage ancien de Balmeanach et The Braes en recoupant les coulées de basalte, que dans Raasay où il s'est élaboré aux dépens de la grande feuille intrusive granitique du Sud de l'île, d'un sill de dolérite et même de quelques calcaires jurassiques.

Par sa morphologie de grand bloc dissymétrique, la péninsule allongée de *Trotternish* au Nord de Skye, répond avant tout à une organisation tectonique simple. Un puissant mouvement global de bascule vers l'Ouest a imprimé à tous les terrains une inclinaison d'ensemble dans cette direction.

Aussi du côté est, le long du Sound of Raasay, les sédiments jurassiques lardés d'épais sills basiques affleurent-ils largement en sortant de dessous l'énorme carapace basaltique qui les recouvre encore sur la côte ouest. Le basculement simple qui implique presque à coup sûr la présence d'une grande faille méridienne de type normal et contraire en bordure du Sound of Raasay, se retrouve en plus petit dans l'île de Raasay qui à ce point de vue constitue une réplique de taille réduite du bloc septentrional de Skye. Dans Raaasay, deux failles contraires d'orientation subméridienne permettent aux couches mésozoïques d'affleurer à l'Est grâce à la disparition des terrains volcaniques sus-jacents. Mais à la différence de Skye, les puissantes coulées basaltiques sont remplacées vers l'Ouest par une simple feuille de granite tertiaire.

Ce type d'arrangement tectonique en grands blocs basculés simples occupe une aire bien délimitée au Sud-Ouest par l'ample sillon qui unit le Loch Snizort au Loch Portree et à la baie de Tianavaig. Il y a là, comme nous l'avons déjà vu (p. 383) un changement brusque des pendages du basalte particulièrement net de part et d'autre de Tianavaig Bay. Le B. Tianavaig, imposant relief où les coulées de basalte apparaissent fortement redressées vers l'Est, constitue la terminaison « en pointe » du bloc du Nord de Skye. Au-delà de cette grande gouttière tectonique, commencent brusquement les plateaux monotones taillés dans des volumes de laves à inclinaison modérée.

Grâce au pendage général vers l'Ouest, aux différences de résistance entre terrains sédimentaires et volcaniques et enfin grâce aux surfaces d'aplanissement qui ont tronqué la quasi-totalité (sinon la totalité) du matériel, a pu s'élaborer un magnifique relief de cuesta, le plus grandiose sans conteste de toute l'Ecosse et un des plus vigoureux d'Europe occidentale. Naturellement, dans une région où les rôles des grandes failles est aussi fondamental, il convient d'utiliser le terme de « relief de côte » avec discernement. Les reliefs dissymétrique qui s'alignent sur la bordure ouest du Sound of Raasay, qu'ils soient sculptés dans les coulées basaltiques comme le B. Tianavaig et le Sithean Bhealaich Chumhaing ou dans les sills basiques surmontant les grès jurassiques comme tous les autres escarpements plus au Nord, ne méritent point ce qualificatif car ils dérivent, directement ou non, de la présence d'une ou plusieurs grandes failles situées à proximité immédiate. En revanche, la ligne festonnée de grands escarpements tournés vers l'Est qui se suit en arrière sur plus de 35 km sans solution de continuité, depuis la latitude du Loch Fada jusqu'à celle de Flodigarry, est effectivement un relief de cuesta. Son évolution est depuis très longtemps indépendante d'une ligne de faille dont il est séparé par une distance de plusieurs kilomètres (de 2 à 6 suivant les cas). En d'autres termes, deux alignements de reliefs dissymétriques coexistent dans le Nord de Skye mais apparemment ils ont évolué indépendamment l'un de l'autre. Le premier au tracé étonnamment rigide, calqué de près sur une ligne de faille, témoigne d'une évolution peu poussée, sans doute bloquée par l'existence des épaisses feuilles intrusives de dolérites et de basalte massif qui lardent les shales gréseux du Bathonien et les grès calcaires du Bajocien. Le second, authentique cuesta sinueuse, montre au contraire combien les énormes volumes de basalte effusif ont pu reculer au cours de la seconde moitié du Tertiaire.

Cette différence de comportement entre les deux séries de relief n'en reste pas moins très curieuse et même inquiétante. Pourquoi ces deux alignements placés dans des conditions voisines seraient-ils arrivés à des stades d'évolution aussi éloignés ? Certes, on peut objecter que l'accident côtier a évolué en fait sous l'action de processus littoraux qui lui ont permis d'acquérir une allure rectiligne par régularisation. Mais cette explication n'est pas satisfaisante pour différentes raisons : 1) Il est difficile de nier le caractère tectonique de la côte (voir plus haut). 2) Dans le détroit de Raasay, sur un rivage exposé de surcroît à l'Est, il ne faut pas trop demander à l'érosion marine. Le dessin du rivage ne coïncide pas du reste avec la ligne de simplification théorique qu'on devrait obtenir pour le secteur en question. 3) Bien des escarpements bordant le rivage, sont d'origine continentale; ce sont en fait des « fausses falaises ». Faire intervenir la nature du matériel n'est pas non plus une explication suffisante. Nul ne peut songer à contester la résistance des épais sills basiques qui pénètrent dans les puissantes séries de grès calcaires bajociens en leur fournissant une armature très solide. Mais quand, de part et d'autre de la baie de Portree, les coulées de basalte prennent le relais, l'accident topographique méridien poursuit impertubablement son tracé rectiligne. Quand on connaît par ailleurs l'importance du recul dans les basaltes plus au Nord, on ne peut manquer d'être surpris. En outre, il est à remarquer que des escarpements et non des moindres sont taillés entièrement dans des séries sédimentaires sans intercalation de roches intrusives : à Raasay en particulier. Il ne reste donc plus qu'une seule solution pour rendre compte des faits : c'est envisager un rejeu tardif des failles méridiennes et plus spécialement de celle du Sound of Raasay.

Pareille proposition n'est pas exorbitante, car nous sommes ici dans un des secteurs les plus instables d'Ecosse, où les mouvements quaternaires de certaines failles ne sont pas à exclure, ainsi que nous allons le voir. Il y a d'abord le cas du flanc oriental du B. Tianavaig qui est divisé par une série de failles d'une fraîcheur étonnante. Leur tracé méridien s'aligne précisément sur la côte orientale de Skye plus au Nord. Pourtant cet exemple ne nous paraît pas entièrement significatif, car certains accidents incontestablement très jeunes, sans

doute postglaciaires, nous semblent appartenir au type des failles panamiennes liées à des glissements de terrain grandioses qui peuvent eux-mêmes résulter de causes variées *(fig. 133)*. Plus troublante est la faille qui borde le plateau du B. na' Leac dans le Sud de l'île de Raasay. En dépit d'une orientation NE-SW et donc d'un tracé oblique au Sound of Raasay, elle peut avoir valeur d'exemple car elle est dans le voisinage immédiat du secteur que nous analysons. Elle interrompt brutalement par un bel escarpement de ligne de faille inversé un élément de plateau d'érosion taillé dans les séries calcaires jurassiques. Ce rebord abrupt tourné vers le Nord-Ouest est fidèlement suivi à une distance régulière par une accumulation d'allure morainique, mais que G.W. Lee (qui est le premier à l'avoir signalée) envisage d'interpréter comme un éboulis décollé par le rejeu d'une faille postglaciaire [263]. Un examen détaillé des faits nous permet sinon de confirmer cette hypothèse, du moins de la considérer comme plausible.

Au pied des escarpements clairs de grès calcaire du Bajocien, s'observe une curieuse crête de débris qui suit fidèlement le versant de façon très continue sur plus d'un kilomètre. Le sommet est le plus souvent pointu, les côtés raides et dissymétriques : le flanc externe étant plus doux que l'autre (30 à 32° contre 40-50°). Le creux qui sépare le monticule de la base du versant est parfois très étroit mais par endroits peut s'élargir à une dizaine de mètres; il est alors occupé par des mares, des tourbières ou des marécages. Le tracé d'ensemble de la crête est rectiligne, mais dans le détail des légères sinuosités épousent les contours du versant. La hauteur assez variable peut aller de plus de 12 m à moins d'un mètre. D'une manière générale, les formes sont beaucoup plus hautes et imposantes au Sud-Ouest qu'au Nord-Est et atteignent leur maximun d'ampleur au pied des versants les plus élevés. Certains abaissements coïncident avec le débouché de ravins morts en arrière mais nulle part la crête n'est à proprement parler entaillée. Tout se passe comme si les ravins dont certains sont déviés dans leur partie aval, avaient fonctionné à l'époque de la formation du « rempart ». Quant au matériel, il est constitué essentiellement de grandes dalles de grès calcaires dont la taille dépasse couramment le mètre. Il ressemble en tous points au matériel d'éboulis qui couvre le bas du versant de l'autre côté du creux : dans les deux cas, les vides entre les gros blocs ne sont pas rares. Ce n'est guère que vers le Nord-Est qu'on note un amenuisement des débris et l'apparition d'une matrice terreuse qui fait ressembler l'accumulation à un dépôt morainique. Mais ce faciès est exceptionnel et généralement la crête formé de grands blocs clairs se distingue bien des moraines des environs. Bien que les dalles puissent être en vrac, elles ont tendance à se disposer fréquemment suivant un plan parallèle à celui du flanc externe d'où la dissymétrie notée plus haut. Cette disposition rappelle justement celle qu'on observe dans l'éboulis voisin. Comment expliquer la formation de cette étrange crête de débris ? Les faits ne laissent la place qu'à une interprétation vraisemblable. Un glissement de terrain est à exclure car si les shales sous-jacents au calcaire sont favorables, l'appel au vide est insuffisant faute d'un niveau de base local assez déprimé. En outre, il s'agit d'une topographie nettement ordonnée et constituée d'éléments individuels, non pas d'un ensemble chaotique où des pans entiers ont foiré. Une moraine latérale ? On ne voit pas quel grand glacier tardif l'aurait déposée. Pourquoi ne serait-elle pas collée au versant ? Si un chenal marginal avait existé, pourquoi ne retrouve-t-on aucune trace d'érosion dans la roche en place, de remaniement dans les débris ? D'ailleurs par la pente d'équilibre des matériaux, par la nature et la disposition des blocs, l'accumulation s'apparente de très près à l'éboulis voisin.

L'hypothèse la plus plausible reste donc encore celle d'un rejeu récent d'une faille qui aurait dénivelé les éboulis en surélevant la base du côté nord-ouest qui correspond à l'ancien compartiment soulevé. Certes, des difficultés subsistent (l'allure un peu sinueuse, les abaissements d'axe au droit des ravins) mais elles ne sont pas insurmontables et aucune autre hypothèse de rechange ne nous paraît capable de rendre compte du caractère très particulier du dispositif.

Si l'on admet le rejeu récent (mais pas nécessairement postglaciaire) des failles dans le secteur, si l'on considère la terminaison brutale et rectiligne des plateaux de Raasay et du Nord de Skye vers l'Est comme résultant d'un mouvement tectonique tardif, on comprend du même coup les particularités d'accidents morphologiques qui peuvent être appelés escarpements de faille. Dans la partie centrale de Raasay, la topographie très calme du plateau d'érosion — un élément de surface écossaise encore surmonté par le curieux petit inselberg basaltique de Dùn Caàn haut d'une centaine de mètres — est brutalement tranchée vers l'Est, à plus de 250 m au-dessus du niveau de la mer, par le grand escarpement de Druim an Aonaich. C'est un imposant accident continental qui ne mérite le qualificatif de falaise marine qu'à la base. Il est peu évolué et d'autant plus remarquable qu'il est taillé entièrement dans les grès calcaires du Bajocien sans chapeau de basalte ou sill car les laves sont en arrière. Au B. Tianavaig (Skye), les formes de bloc basculé sont d'une fraîcheur admirable. Pourtant le basculement a été précoce, puisqu'il affecte les sédiments sous-basaltiques davantage que le basalte lui-même. Des rejeux très puissants et sans doute de date tardive doivent expliquer l'inclinaison considérable de l'ensemble. A côté des failles panamiennes postglaciaires qui découpent le flanc est de la colline, il existe un accident plus important qui détermine la formation d'une banquette nettement marquée dans le basalte au-dessus du lieu-dit Udairn. Cette faille récente qui a peu reculé n'est probablement pas étrangère au rejeu du bloc basculé *(fig. 133)*.

A partir de la baie de Portree, commence un grand escarpement côtier étonnamment rectiligne, qui se suit en direction du Nord sur plus de 15 km, en recoupant des roches variées. Le trait le plus marquant de cet accident topographique majeur est la brutale simplicité de son tracé indépendant du relief et de la lithologie qui sont en arrière. Sa diminution d'altitude vers le Nord — 400 m ou presque au Sithean Bhealaich Chumhaing, une centaine de mètres seulement au-delà d'Inver Tote — est en désaccord avec l'arrangement structural, puisque la disparition de l'épaisse couverture de coulées et de projections volcaniques au Nord et l'affleurement corrélatif des terrains sédimentaires et intrusifs sous-jacents implique plutôt un basculement en sens inverse. On peut donc supposer qu'en raison du caractère trop récent du déplacement, la réadaptation structurale n'est pas encore réalisée. La rigidité du tracé en plan, la raideur simple du profil cadrent bien avec cette hypothèse. Immédiatement au Nord de la baie de Portree, l'épais volume de laves se traduit par des abrupts qui occupent plus de la moitié de la hauteur totale et qui sont bordés par un banal talus d'éboulis mal dégagé par la mer. Quand les sills remplacent le manteau de basalte effusif qui a disparu, le profil se complique un peu par endroits, car plusieurs feuilles intrusives peuvent se succéder sur la hauteur de la falaise et les grès bajociens eux-mêmes, résistants peuvent avoir leurs propres escarpements. Mais le profil reste néanmoins dominé par un entablement sommital de dolérite qui a fort peu reculé (essentiellement sous l'action du gel au Quaternaire froid) et qui surmonte des couches moins massives. Naturellement, la présence de cette grande table de terrains intrusifs résistants, inclinée doucement vers l'intérieur en freinant considérablement le creusement linéaire des cours d'eau a retardé leur évolution. Mais le matériel n'explique pas tout. La rivière Bearreraig qui a pourtant bénéficié d'une position élevée au-dessus du niveau de la mer et profité d'une interruption locale de la feuille de basalte, reste néanmoins à 500 seulement de son débouché perchée à plus de 120 m d'altitude, dénivellation qu'elle rattrape par des cascades. En revanche, la rivière Lealt bien qu'handicapée par l'altitude modeste du plateau qu'elle emprunte et par la traversée de la masse puissante d'un sill, a réussi à creuser une vallée nettement plus profonde où les cascades ne sont du reste pas absentes. Il y a donc tout un travail de réadaptation qui s'impose en bordure de cet escarpement de faille rajeuni, où le soulèvement de la partie méridionale par rapport au Nord semble appartenir à une époque tardive.

Très différente est la grande cuesta festonnée de basalte qui est en arrière. Elle témoigne d'une évolution poussée, puisque son front a reculé de plusieurs kilomètres par rapport au bord du grand bloc basculé dans le volume duquel elle a été sculptée. Un recul aussi prononcé s'explique beaucoup mieux par la durée de l'évolution morphologique que par sa vitesse. On ne trouve, en effet, nulle trace des buttes-témoins qui caractérisent d'ordinaire les cuestas à retrait rapide. Il n'est pas exclu que le front dont le dessin de détail est fait d'une succession de segments rectilignes orientés N-S et NW-SE suive le tracé d'accidents tectoniques sur lesquels il serait bloqué. En outre, on ne peut manquer d'être frappé par la coïncidence presque parfaite entre le front de côte remarquablement continu sur 35 km et la ligne de partage des eaux : cours d'eau obséquents et pénéconséquents sont les seules catégories représentées dans le réseau hydrographique. Ce dispositif, qui n'a rien de classique, montre clairement que les cours d'eau se sont adaptés à un relief existant qu'ils n'ont pas créé et qu'il n'ont pas eu le temps de modifier. En d'autres termes, dans le volume des coulées inclinées sous l'effet d'un basculement global, c'est le découpage par plusieurs niveaux d'aplanissement latéral qui doit être rendu responsable de l'élaboration de la cuesta. Cette dernière fait partie d'un relief étagé qui n'est pas particulier à Skye et où se reconnaissent les aplanissements observés dans d'autres secteurs. Bien entendu, les plus récents se sont développés surtout au pied de la cuesta à l'Est, à la faveur d'affleurements de terrains variés, tandis que les plus anciens se conservaient dans le matériel homogène de basalte des coulées. Sur le revers du relief de côte notamment, subsistent des vestiges de surfaces parfaitement identifiables qui découpent les basaltes en tronquant les coulées basculées. Si l'aplanissement sommital qui jalonne le front à 600 m d'altitude reste douteux en raison de la largeur réduite de ses témoins, par contre la surface intermédiaire a laissé des traces non équivoques en arrière. Elle marque d'un méplat caractéristique le faîte de nombreux interfluves du revers et semble, avoir subi les effets d'un léger mouvement de bascule en direction de l'Ouest combiné à un affaissement en direction du Nord. Les témoins de surface écossaise encore présents en contrebas n'ont enregistré que la seconde déformation semble-t-il, car leur altitude passe de 350 m à un peu moins de 300 m en plongeant de façon régulière vers le Nord. Si ces corrélations entre les vestiges d'aplanissement s'avèrent exactes — ce qu'il est toujours dangereux d'affirmer avec certitude, en l'absence de dépôts — les mouvements de gauchissement se sont poursuivis à Skye plus tardivement que dans la péninsule d'Applecross qui lui fait face. C'est d'autant plus vraisemblable que le niveau d'aplanissement pliocène largement représenté sur les pourtours de la péninsule de Trotternish, apparaît lui-même basculé légèrement vers le Nord. Il est vrai que la présence des grands sills de basalte et de dolérite sur lesquels il s'appuie rend parfois les déterminations délicates. En tout cas, ces épaisses feuilles basiques ont certainement favorisé un bon déblaiement des roches sédimentaires en avant de la cuesta et par conséquent aidé à la disparition des buttes-témoins ou des avant-buttes. Mais par leur résistance, elles ont gêné terriblement l'incision des cours d'eau obséquents, au point que ces derniers se sont trouvés en état d'infériorité par rapport aux axes pénéconséquents qui avaient réussi à traverser la carapace

des coulées à l'Ouest. Ce fait n'a pas peu contribué à la stabilité de la ligne de partage des eaux le long du front de côte. Il a même conduit à un résultat assez paradoxal, puisque les cours d'eau du revers ont pu développer de véritables reculées (1) dans les basaltes (Glen Hinnisdal) ou dans les couches sous-jacentes (Glen Uig), tandis que les rivières obséquentes en dépit d'une pente d'amont bien plus forte ont eu quelque peine à inciser le bas plateau pliocène protégé par des laves résistantes.

Etrange relief de côte en vérité ! Il fut d'abord élaboré en tant que raccord entre deux aplanissements d'âge différent dans une structure inclinée, suivant un mécanisme qui a été bien mis en lumière par J. Büdel pour la Franconie [77]. S'il était démontré qu'à ce stade la surface la plus basse était la surface écossaise, nous n'aurions alors qu'un cas particulier du knick assez répandu à ce niveau dans le reste de l'Ecosse et le front pourrait être interprété comme une suite d'inselbergs ou mieux un grand inselgebirge. Malheureusement, les rares témoins plausibles conservés du côté est s'accrochent naturellement à des terrains résistants. Plus tard, au Pliocène, un réseau hydrographique s'est adapté à ce relief dissymétrique et étagé, mais il n'a pas pu le remodeler dans ses traits majeurs, car les cours d'eau qui auraient dû être les plus efficaces agents de transformation furent rapidement bloqués dans leur creusement vertical par le dégagement des grandes feuilles de roches intrusives qui avaient pénétré dans les sédiments sous-jacents. Après les conditions climatiques, ce furent donc les conditions structurales qui favorisèrent l'évolution latérale aux dépens de l'évolution verticale. Les reprises d'érosion qui suivirent furent paradoxalement les plus vigoureuses sur le revers, grâce à une lithologie plus favorable : le Quaternaire froid a apporté quelques modifications spectaculaires, comme nous le verrons, mais limitées presqu'essentiellement au front de côte et à quelques versants raides de vallées pénéconséquentes.

La cuesta de Trotternish ne présente pas un aspect uniforme tout au long de son parcours. Les conditions tectoniques et lithologiques, la valeur du recul sont suffisamment variés pour que changent suivant les endroits l'importance du commandement, le tracé du plan, le profil. Trois types de combinaisons sont à retenir :

1) Dans la partie méridionale jusqu'au Storr, la cuesta n'acquiert un tracé bien continu et simple qu'à partir du B. a' Chearcaill, quand les basaltes reposent directement sur les sédiments inclinés du Jurassique sans intercalation des volumes de brèches volcaniques. La côte a un tracé SSW-NNE peu sinueux, car les pendages sont assez forts. Aussi les bancs de grès bathoniens et les sills basiques qui affleurent au milieu des shales à la base ne se traduisent-ils que par des ressauts peu continus immédiatement en dessous du front imposant sculpté dans les masses de basalte des plateaux. Si le commandement n'est pas exceptionnel puisqu'il ne dépasse pas 300 m et descend par endroits à 120 m, en revanche le profil est très agressif, car à la pente de 60-80° d'une corniche basaltique qui peut occuper jusqu'au 3/4 du front s'ajoute un revers incliné de façon anormalement forte (5 à 12°). Cette dernière particularité s'explique par la position du front sur le raccord de deux aplanissements : la surface intermédiaire ne commence qu'un peu plus en arrière et les surfaces d'érosion plus anciennes ont à peu près disparu par recul de la cuesta.

2) Entre The Storr et B. Edra, le tracé de la côte prend une direction d'ensemble SSE-NNW. Le dessin beaucoup plus festonné du front témoigne d'un recul inégal, en rapport avec un pendage plus faible des couches. Un autre élément de complication est introduit par la présence d'une avant-cuesta indépendante taillée dans les grès du Jurassique moyen *(fig. 127)*. Dans cette côte double, le commandement peut atteindre et même dépasser 450 m au total. Cette altitude élevée, la cuesta la doit à la conservation d'éléments perchés d'une surface d'érosion ancienne qui accompagnent fidèlement le front vers 600 m environ, en biseautant les coulées basaltiques. Ces témoins étroits mais assez nets qui jalonnent la ligne de partage des eaux du Nord de Skye sont eux-mêmes bordés du côté du revers par des vestiges plus étendus et parfaitement reconnaissables d'aplanissements plus récents, notamment la surface intermédiaire. C'est donc le long de cette section moyenne, que la morphologie étagée d'érosion dans laquelle s'intègre le relief de côte, est la mieux représentée. La cuesta, il est vrai, a bénéficié de la protection que lui assurait l'avant-cuesta gréseuse, de telle sorte que le niveau pliocène de la région côtière n'a pas pu se développer jusqu'au pied.

3) Au-delà du B. Edra, le profil se simplifie de nouveau et le commandement diminue (150-200 m), car la côte en reculant davantage a atteint en arrière des témoins élevés d'aplanissements relativement récents : au Druim na Coille, par exemple, c'est un morceau de surface écossaise qui forme le revers. Cette évolution plus poussée qui se traduit par un grand rentrant dans le dessin du front, est à mettre surtout au compte de la lithologie. Le Jurassique supérieur formé essentiellement de shales et d'argiles remplace le Bathonien aux faciès plus variés et inégalement meubles en créant ainsi un binôme structural très favorable au développement d'une cuesta à profil vigoureux et simple. Malheureusement, les couches lubrifiantes du Jurassique supérieur sur lesquelles pesaient d'un poids considérable les basaltes massifs de la couverture sus-jacente ont cédé en donnant naissance à de grands glissements de terrain qui multiplient les irrégularités de détail dans la morphologie du front de cuesta *(fig. 127)*.

(1) Ces vallées en cul-de-sac ont été plutôt remaniés en auges par les glaciers que créés par eux, si l'on en juge par les volumes de basaltes décomposés qui subsistent sur les versants.

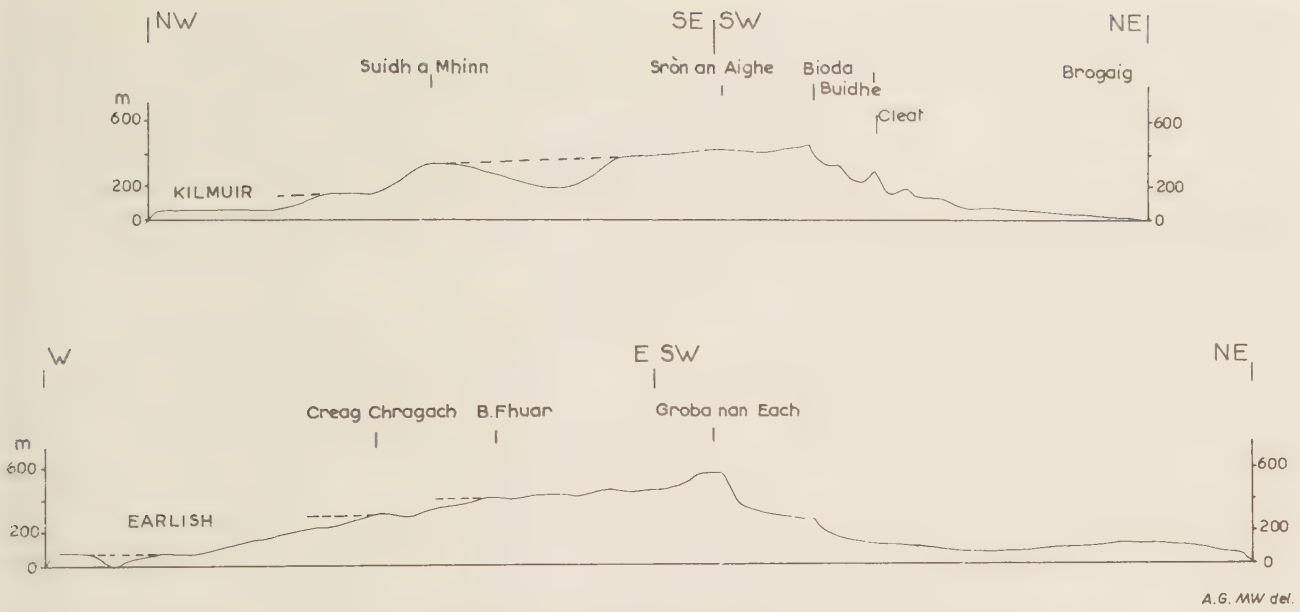


Fig. 127. — *Deux coupes à travers la cuesta de Trotternish.*
En haut, type de cuesta simple avec en avant topographie chaotique de glissement de terrain.
En bas, type de cuesta double.

Dans l'organisation morphologique des plateaux de l'*Ouest* et surtout du *Nord-Ouest de Skye*, la tectonique joue un rôle d'autant plus fondamental que le secteur est mieux engagé dans la zone d'instabilité du fossé Minch-Mer des Hébrides. Mais en dépit d'un canevas de failles nettement plus complexe que dans le Nord, les paysages offrent moins de variété, car les roches qui affleurent appartiennent en quasi-totalité aux basaltes des coulées.

Il n'y a guère qu'aux environs de Waterstein, à l'extrémité la plus occidentale de Skye, qu'un matériel plus varié apparaît à la faveur d'un soulèvement local. Le dispositif rappelle un peu celui de la région côtière orientale de Trotternish, mais il est tourné en sens inverse. En effet, des shales et des grès du Jurassique moyen traversés par des sills basiques et inclinés vers l'E.S.E. s'enfoncent doucement vers l'intérieur sous la couverture basaltique qui forme en arrière une cuesta en arc de cercle *(fig. 128)*. Comme à Trotternish, une grosse feuille intrusive basique se traduit par un escarpement côtier. Mais ici, les sédiments mésozoïques reposent en discordance sur un socle gneissique altéré qui est divisé en plusieurs « tranches » par des failles de direction NW-SE.

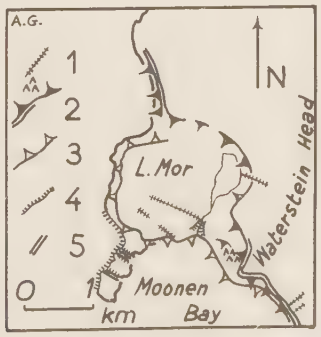


Fig. 128. — *Région de Waterstein (Skye).*
1 : creux de fracture ou de faille. 2 : cuesta ou falaise de basalte et glissement de terrain au pied; le trait double indique un commandement de plus de 200 m; 3 : falaise ou escarpement de roches intrusives avec sédiments secondaires intercalés; 4 : autre falaise et versant de gorge; 5 : crête de gneiss.

A l'exception de ce secteur, la combinaison la plus caractéristique du modelé est fournie par la juxtaposition d'éléments de plateaux basaltiques simples et peu élevés séparés par des vallées de ligne de faille. Elle apparaît

bien du haut d'une table à position centrale, comme le Cruachan Glen Vic Askill. Les alentours de Bracadale sont également très caractéristiques à cet égard *(fig. 129)*. Aux sommets tabulaires inclinés ou non, succèdent les versants en escaliers, car les éboulis, dépôts de pente et placages moraniques ne suffisent pas à masquer les superpositions de formes géométriques liées à la structure. Il ne faudrait cependant pas croire que, vu la banalité de la topographie de « trap », les formes structurales dominent partout. La plupart des croupes et fragments de plateau gardent au contraire les traces d'aplanissements récents tronquant les coulées basaltiques. Mais la reconstitution des surfaces d'érosion se heurte à des difficultés dont les plus courantes tiennent à la présence de failles qui ont pu localement rejouer jusqu'à une date tardive et à la multiplicité des formes étagées d'origine structurale.

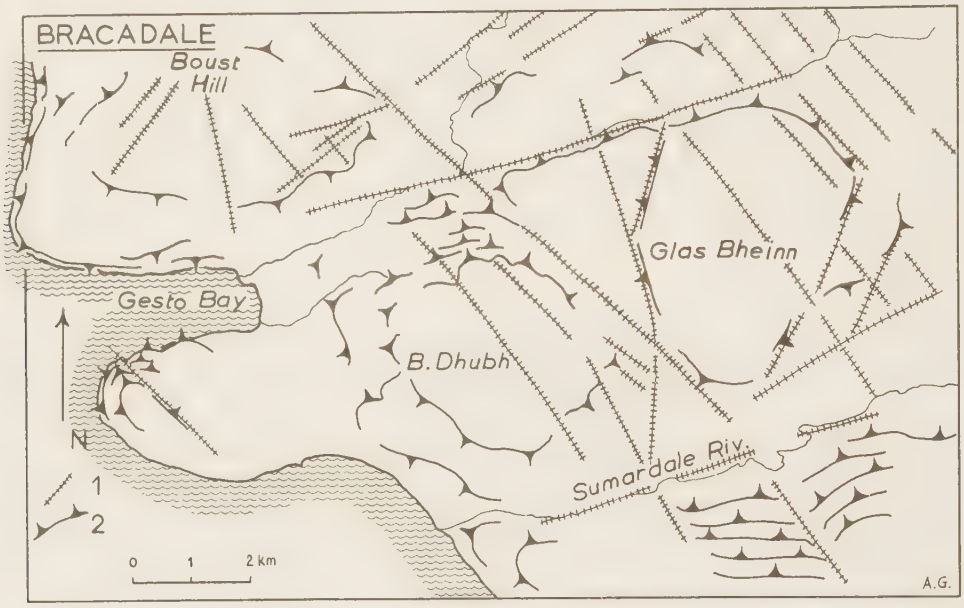


Fig. 129. — *La région au SE de Bracadale (Skye).*
1 : creux de fracture (suivi ou non par un dyke) ; 2 : bordure escarpée des plateaux basaltiques.

Dans cette marqueterie où se juxtaposent des blocs faillés de taille inégale, il est néanmoins possible de reconnaître deux aplanissements largement représentés : 1) le niveau d'érosion pliocène qui comme à l'accoutumée accompagne les principales vallées, ennoyées ou non, ainsi que la plupart des bandes côtières. Il est bien développé notamment le long du loch Bracadale. Il s'individualise clairement en bordure du Loch Harport sous forme de deux banquettes symétriques inclinées doucement vers l'axe de l'ancienne vallée submergée, et remonte le long du Glen Drynoch. Quant à la vaste gouttière occupée par le Loch Snizort Beag, elle en conserve d'indiscutables jalons : tantôt simples méplats biseautant le sommet des croupes rocheuses allongées comme au voisinage de l'estuaire, tantôt amples plateaux bas tournés vers la mer, comme à l'Est du Loch Greshornish. 2) La surface écossaise dont les témoins sont certes plus réduits et surtout plus discontinus, en raison des reprises d'érosion le long des lignes de faille, mais qui reste cependant bien reconnaissable sur les interfluves calmes des péninsules de Dunvegan, et de Vaternish en particulier. L'identification de cette surface est rendue possible par son altitude, par sa position au-dessus du niveau précédent et aussi par la présence de quelques reliefs résiduels de type inselberg qui la dominent. Parmi ces derniers, les deux plus schématiques sont sans conteste les deux « tables de Macleod », Healaval Beg, et Healaval More, qui dressent fièrement leur profil inattendu au beau milieu de la presqu'île de Dunvegan *(fig. 130)*. Hautes buttes aux versants raides et au sommet plat, elles doivent leur allure élancée, insolite dans le paysage lourd des environs, à la grande corniche basaltique qui surmonte les pentes rectilignes des éboulis. Ces reliefs résiduels qui dominent de 150 à 170 m les restes de plateaux d'érosion de la surface écossaise à leur pied, ne sont autres que des inselbergs dont la forme particulière s'explique par la nature et la disposition du matériel dans lequel ils sont sculptés. Ils sont sans équivalent à Skye, mais rappellent d'assez près en plus grandiose toutefois la butte de Dùn Caàn dans le centre de Raasay. Vu l'exiguïté de leur entablement sommital — quelques centaines de mètres pour la butte la plus grande — il est impossible de dire si le plan supérieur qui limite ces inselbergs est structural ou non. Mais compte tenu de l'altitude relative qui est à peu de choses près la même dans les deux reliefs, il n'est pas interdit de penser que nous avons affaire à des vestiges fort restreints de la surface intermédiaire disparue partout

ailleurs dans le reste de la presqu'île et dans le Nord-Ouest de Skye. Il faut aller jusqu'au district de Minginish pour retrouver des témoins de cet aplanissement à l'Ouest : la table régulière du B. Bhreac par exemple ou bien les collines à sommet tronqué qui bordent le Glen Brittle. Dans le district de Portree, des éléments assez réduits mais caractéristiques recoupent nettement les coulées de basalte au faîte de plusieurs croupes, de part et d'autre du Glen Varragill (B. Lee, Roineval, Stroc bheinn (?) etc.).

En dépit des nivellements répétés et tardifs qui ont affecté la quasi-totalité du relief, les failles continuent de jouer dans le paysage actuel des plateaux basaltiques un rôle qui n'est pas négligeable. Un simple examen un peu attentif d'une carte à moyenne échelle permet de voir que les péninsules ont le plus souvent un contour géométrique où des segments rigides se combinent de diverses manières. Dans l'ensemble du réseau de failles, deux directions orthogonales, NW-SE et NE-SW, prédominent largement, mais l'orientation méridienne compte aussi. A l'Ouest, dans le district de Minginish, le découpage ne semble pas très prononcé, mais il est évident que le tracé général de la côte occidentale dérive étroitement d'une grande faille qui se suit de Talisker Bay à Rudh'an Dùnain du Nord-Ouest au Sud-Est. Dans le Nord-Ouest de Skye, une division beaucoup plus poussée aboutit à individualiser plusieurs presqu'îles étroites et allongées qui par juxtaposition donnent naissance au dessin très capricieux des côtes où se reconnaît bien la marque de la tectonique. Parmi les exemples les plus caractéristiques, retenons la péninsule de Vaternish formée de deux blocs juxtaposés que sépare une grande fracture méridienne se poursuivant probablement jusqu'au Loch Bracadale. Le bloc septentrional a des flancs un peu dissymétriques, car les bancs de basalte que recoupe, au centre, un plateau d'érosion, sont légèrement basculés vers l'Ouest. Quant au bloc méridional, il domine brusquement le compartiment déprimé de Greshornish, limité par deux failles parallèles NE-SW. Le B. Bhreac est un exemple également très schématique avec son sommet plat non structural et ses versants raides découpés à l'emporte-pièce suivant les trois côtés d'un trapèze. A l'Ouest en particulier, le contact avec la plaine rocheuse qui borde le Loch Dunvegan s'opère brutalement le long d'une grande cicatrice qui se prolonge au Sud jusqu'au Loch Bracadale. La péninsule de Dunvegan Head est un bloc similaire. Le faîte tabulaire qui en occupe le centre est interrompu au Sud par une petite vallée de ligne de faille caractéristique qu'emprunte la route B 884. Aux environs de Bracadale, plus au Sud-Est, c'est à l'intérieur des terres, dans le dessin des vallées orthogonales délimitant les quadrilatères grossiers des fragments de plateau qu'apparaît la trame des failles *(fig. 129)*. Mais le bras de mer du Loch Harport semble lui-même guidé par un accident majeur qui parvient jusqu'au voisinage des Cuillins Hills.

Les témoins d'aplanissements récents ne semblent guère, dans la majorité des cas, avoir été affectés par des mouvements de bascule tardifs. Aussi pour expliquer les traits majeurs du paysage actuel, suffit-il généralement de faire appel à des reprises d'érosion guidées par la présence de lignes de faiblesse. Logiquement, les vestiges de surface écossaise et même intermédiaire doivent être d'autant plus étendus et mieux conservés qu'ils tronquent des plateaux moins fracturés. Inversement, le niveau pliocène a dû pénétrer de préférence le long des secteurs densément faillés quitte à être lui-même ultérieurement victime de la dissection d'âge préglaciaire. Ce schéma correspond assez bien à la réalité. Dans l'Ouest de Minginish, la densité des failles est relativement faible, et les vestiges d'aplanissements antépliocènes couvrent encore une superficie importante. Au contraire, dans les deux principaux lieux de convergence de failles qui débouchent respectivement dans le Nord du Loch Bracadale et dans le Loch Snizort Beag, toute trace d'aplanissement antépliocène a disparu et le niveau pliocène lui-même est souvent réduit à des témoins de petite taille. Aux environs de Greshornish, où l'entrecroisement de deux séries de failles dirigées NW-SE et NE-SW a permis un développement local au niveau pliocène, nous avons un bon exemple du rôle indirect joué par la tectonique dans le modelé. Deux failles parallèles délimitent cette petite péninsule allongée du NE au SW : l'une est exploitée par le Loch Greshornish et le Red Burn l'autre par l'Allt Diubaig et le Loch Diubaig. Vu le recul des côtes, le tracé de ces failles longitudinales ne peut se suivre qu'en arrière dans le lit des cours d'eau : à Upper Glen par exemple. Par contre, les failles transversales sont plus faciles à repérer. L'une d'elles traverse la péninsule du Nord-Ouest au Sud-Est; elle est suivie par un petit sillon qu'occupe un lac et aboutit sur l'estran du Loch Greshornish à une zone de broyage. Or cet accident sur lequel s'aligne immédiatement au Nord-Ouest la grande falaise de Creagan Dearga qui met fin brutalement au plateau du bloc méridional de Vaternish, ne créé pas la moindre marche d'escalier dans la péninsule de Greshornish elle-même. Il est clair que c'est l'exploitation de la ligne de faille et non la faille elle-même qui compte dans la topographie. Il en est de même dans bien d'autres secteurs. Aux environs de Bracadale, l'utilisation de la zone de broyage du Loch Beag a été particulièrement poussée, puisqu'on ne rencontre plus guère en bordure de la vallée pourtant étroite que des roches massives.

Si le niveau pliocène est resté, semble-t-il, à l'abri des déformations très tardives, on ne peut cependant pas exclure que de légers mouvements aient affecté les témoins de surface écossaise, Dans la presqu'île de Dunvegan notamment, l'aplanissement qui débute au pied des inselbergs Healaval More et Healaval Beg ne s'incline pas toujours ainsi qu'on l'attendrait, vers la périphérie. En direction de Dunvegan Head, au Nord-Ouest, il remonte très nettement au contraire jusqu'aux falaises de Biod Athair suivant une pente très régulière. On voit mal comment ce plan incliné vers l'intérieur pourrait être originel *(fig. 130)*.

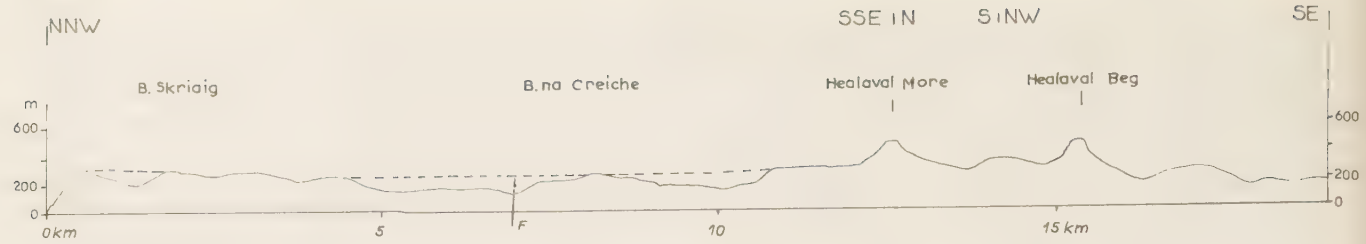


FIG. 130. — *Coupe topographique à travers les plateaux basaltiques du Nord-Ouest de Skye.*

L'évolution quaternaire.

Le contraste saisissant qui oppose en pays basaltique les sommets tabulaires des plateaux aux versants raides des vallées, a commencé à prendre toute son importance au Pliocène avec le défoncement de la surface écossaise. Il s'est accusé vers la fin du Tertiaire et le début du Quaternaire quand le niveau pliocène fut lui-même disséqué au cours de la reprise d'érosion préglaciaire. Au Quaternaire enfin, les systèmes morphogénétiques froids ont encore exagéré les choses. Nulle part en Ecosse, n'apparaissent mieux que dans les régions périphériques de plateaux de laves, les différences d'évolution quaternaire qui séparent les interfluves calmes des vallées encaissées : alors que les premiers sont restés pratiquement intacts, les secondes ont été le siège d'une activité morphologique parfois intense. Les glaciers surent d'autant mieux tirer parti des formes de dissection préglaciaire que le réseau de vallées était calqué sur un quadrillage de lignes de failles le long desquelles le basalte brisé et plus ou moins décomposé fournissait un matériel assez aisément pris en charge. En même temps les versants nus soumis directement à l'action du gel jusqu'au Tardiglaciaire inclus, pouvaient reculer bien au-delà des limites des zones de broyage en conservant leur pente forte ou même en se raidissant encore. Cette active gélifraction que subirent, non sans dommage, des roches apparemment résistantes telles que les basaltes d'épaisses coulées, a pu modifier localement l'équilibre « morpholithologique » établi auparavant en milieu climatique dépourvu de gel efficace.

En fin de période froide, d'autres processus d'évolution des versants ont pris le relais notamment des grands glissements de terrain dans les basaltes altérés, l'incision de ravins élémentaires tardiglaciaires dans les roches cohérentes, et en terrain calcaire une puissante dissolution qui avait du reste débuté auparavant.

Depuis cette époque, l'évolution morphologique s'est singulièrement ralentie. Un manteau d'altération se reconstitue lentement sur les surfaces inclinées des roches sensibles à la décomposition. Sur les pentes, les débris couverts se remettent parfois en marche, quand ils sont la proie de ravinement d'origine anthropique. Quant au littoral, il évolue très inégalement. Au moins dans les secteurs côtiers les plus exposés à l'Ouest, la mer ne se contente pas de récupérer des positions anciennes : elle crée de nouveaux plans d'attaque.

La moraine de fond qui couvre les régions périphériques de Skye a une puissance très inégale suivant les endroits, puisqu'elle forme le plus souvent sur les plateaux un manteau mince et discontinu, tandis que dans les principales vallées encaissées, elle prend parfois une épaisseur assez considérable. Dès qu'on quitte les abords de la montagne, la composition du matériel devient monotone : on ne trouve plus guère que des blocs et des cailloux encore sains de basalte ou de dolérite noyés dans une matrice rougeâtre argilo-graveleuse. Mais cette uniformité même est significative, car elle montre que dans une moraine d'origine en grande partie locale, la fraction grossière provient des volumes rocheux débités par le gel sur les versants, tandis que la fraction fine dérive au contraire de roches plus ou moins profondément décomposées. Il est clair que les glaciers ont non seulement bénéficié, pour façonner leurs vallées, d'une active gélifraction marginale dans des roches au demeurant assez poreuses et gélives, mais encore de la présence de volumes importants d'altérites développés de préférence le long des zones de broyage dans le fond humide des talwegs.

Que les glaciers aient approfondi et calibré les vallées qu'ils empruntèrent à travers les plateaux est un fait indiscutable. Le Loch Harport — pour ne prendre qu'un exemple caractéristique — est une auge emboitée dans le niveau pliocène et transformée en bras de mer par ennoiement. Mais il convient de faire la part de la reprise d'érosion préglaciaire : la vallée affluente du Meadale Burn qui entaille le rebord de la banquette marginale ne peut être assimilée à une gorge de raccordement classique car elle est assez ouverte et occupée presque jusqu'en bas par un manteau morainique qui témoigne d'une incision plus ancienne. Il reste cependant que le fond de la vallée affluente de la Riv. Sumardale est nettement suspendu au-dessus du Loch Harport. La dénivellation qui est rattrapée par des cascades de plus de 10 m de haut, mesure la différence de creusement vertical entre l'auge principale et la vallée secondaire légèrement perchée. Un approfondissement analogue est observable dans les vallées qui drainent la bordure occidentale du district de Minginish. Bien que sculptées dans un matériel identique et orientées suivant la même direction est-ouest ou nord-est - sud-ouest, elles présentent entre elles

de grandes différences de calibre et de taille : leur ampleur augmente régulièrement vers le Sud-Est, c'est-à-dire au fur et à mesure qu'on se rapproche du secteur montagneux des Cuillins où l'alimentation en glace était la meilleure. Le Gleann Oraid qui débouche dans la baie de Talisker est une auge typique avec un verrou, mais ses dimensions sont modestes et sa partie inférieure a été bouchée par une plage ancienne. Déjà avec l'auge sinueuse du Loch Eynort, plus imposante et plus profonde, l'accumulation est beaucoup moins avancée, car le creusement glaciaire a pris plus de vigueur ainsi qu'en témoignent plusieurs vallées affluentes suspendues (Allt nan Fitheach par exemple). Si l'on en juge par les modifications intervenues dans le drainage au profit de cet axe en arrière, on peut penser que l'alimentation était satisfaisante. La vallée glaciaire du Glen Brittle-Loch Brittle est encore plus importante que les précédentes, parce qu'elle recevait directement la glace des Cuillins Hills en bordure desquelles elle se trouve placée. Mais ce serait une erreur d'attribuer la totalité du creusement vertical aux glaciers. Nous avons vu plus haut (p. 376) que de profondes gorges affluentes présentant toutes les apparences de gorges de raccordement ont été en fait incisées au cours d'une phase préglaciaire de profonde décomposition du gabbro.

Naturellement, les glaciers ont exploité les vallées de ligne de faille de préférence aux autres, du moins quand leur sens d'écoulement ne s'écartait pas trop de la direction des accidents. Ainsi, en dépit d'un tracé calqué sur une ligne de faille, le vallon qui borde le B. Totaig, dans la péninsule de Dunvegan n'a guère été utilisé par la glace, car il a une orientation transversale par rapport à celle des grandes vallées qui l'encadrent. Dans le fond, la moraine y repose sur du basalte décomposé qui n'a pas été emporté. Par contre, la grande ligne de faille perpendiculaire qui, à proximité, prolonge le Loch Dunvegan supérieur suivant une direction NNW-SSE, a été magnifiquement exploitée : elle se traduit par un alignement de creux à versants raides en corniche et à fond en berceau occupés suivant les endroits par la mer, un lac ou un cours d'eau. Si dans Trotternish, le creusement du Glen Uig a atteint les sédiments jurassiques sous la carapace basaltique, c'est en partie à cause de l'exploitation par la glace d'une ligne de faiblesse permettant à l'Abhainn Dhubb, après un tracé rectiligne orienté SE-NW, de déboucher de plain-pied dans le fond de la vallée. Mais là encore, il faut faire la part de l'entaille préglaciaire. Parmi les auges de ligne de faille, retenons encore celle du Loch Beag (Bracadale) qui outre ses formes caractéristiques, présente des relations instructives avec ses affluents. En effet, au fond et dans l'axe du bras de mer, débouche la vallée encaissée et rectiligne de l'Allt Mòr dont la vigueur de creusement s'explique par une adaptation à la zone de broyage principale. Le Glen Bracadale, en dépit d'une taille plus importante, se trouve suspendu, car il n'a pas bénéficié de la présence d'une ligne de faille.

Cette exploitation des lignes de faille par les glaciers peut être considérée comme une forme d'érosion différentielle glaciaire. Il convient toutefois d'être prudent en la matière, car le plus souvent nous ignorons ce que représente l'érosion linéaire préglaciaire dans le modelé visible actuellement. Aux environs de Kilmaluag, dans le Nord de la péninsule de Trotternish — pour ne citer que cet exemple —, il est clair que le niveau pliocène ne subsiste plus que sous forme de collines, buttes tabulaires ou fragments de plateau tronquant les feuilles intrusives de basalte et de dolérite : il a disparu dans les sédiments secondaires. On serait tenté de mettre cette érosion différentielle au compte des glaciers qui ont de toute évidence imprimé leur marque dans la topographie des passages ainsi créés. Mais on ne voit pas pourquoi la vallée encaissée de la Riv. Kilmuluag est encombrée de moraine si elle ne représente qu'une simple gorge de raccordement avec le creux en question. On ne comprend pas davantage comment les glaciers auraient soigneusement excavé les shales et grès jurassiques alors qu'ils se sont montré incapables de nettoyer convenablement le basalte décomposé qui subsiste à proximité sous la moraine du flanc du Cnoc Roll et du versant qui lui fait face. C'est tout le problème des altérites non déblayées par la glace, qui se pose une fois de plus. Pour Kilmaluag, nous admettrons que, dans la meilleure des hypothèses, les glaciers ont contribué à creuser les sédiments jurassiques en mettant à profit les sillons d'érosion différentielle qui existaient déjà.

Il est certain que dans les régions de plateaux de Skye, comme ailleurs, la prise en charge des volumes d'altérites par la glace, a été fort incomplète, même sur des versants bien exposés de vallées importantes. En pays basaltique, c'est presqu'une banalité de signaler les masses de laves décomposées qui n'ont pas été enlevées par les glaciers. Le phénomène est plus frappant qu'ailleurs sur le Mainland, car les basaltes tertiaires sont en général plus sensibles à la décomposition que les roches du socle. Si l'on se place résolument sous l'angle de l'efficacité du travail glaciaire, il convient naturellement d'effectuer un choix dans les régosols. Seules les altérites profondes des versants de vallées creusées au Pliocène sont à prendre en considération, à l'exclusion des masses friables intercalées dans les coulées et dont nous avons vu du reste qu'elles pouvaient représenter des produits de l'altération hydrothermale; à l'exclusion également des pellicules d'altération relativement minces dont la formation peut être rapportée au Postglaciaire.

Qu'une vallée comme celle du Red Burn, tributaire du Loch Greshornish, soit encore bordée de volumes importants de basalte pourri *in situ* n'a en soi rien de bien étonnant car l'orientation du talweg est à peu près perpendiculaire aux grands couloirs voisins empruntés par la glace. Dans ce cas l'imperfection du nettoyage glaciaire est flagrante : la rivière souligne l'existence de bassins de décomposition non déblayés qu'elle traverse avec quelque indépendance. Déjà plus surprenante est la présence d'épaisses altérites en place sur le flanc de

la grande vallée méridienne ennoyée qui sépare Skye de Raasay, car cet axe principal a été abondamment utilisé et en partie façonné par les glaciers de vallée. Pourtant, au Sud de Tianavaig Bay à mi-pente, on peut observer de magnifiques empilements de boules d'exfoliation qui proviennent de la décomposition sur place de basalte en colonnes. Ces boules de petite taille et de forme allongée fort caractéristique, sont en tous points semblables à celles qui sont comprises dans la moraine de fond des vallées voisines (Glen Varragill par exemple). Ces matériaux actuellement très fragiles, mais autrefois consolidés par le gel ont donc été pris en charge de façon très incomplète. L'exemple de la petite avancée de Sron a' Mhill, dans la rade de Portree est encore plus significatif, car les masses de basalte décomposé en boules sur 1,50 m au moins d'épaisseur, sont situées sur la paroi d'une auge authentique. Quant à la vallée de Grunagary (Minginish), sa position à proximité immédiate des montagnes des Cuillins, et son orientation radiale auraient dû en faire un passage sinon bien modelé du moins bien récuré par la glace. Or nous y trouvons des basaltes pourris *in situ* sur 4 m d'épaisseur au moins !

Une telle imperfection dans le travail de nettoyage des altérites sur les versants ne doit pas être interprétée forcément comme l'indice d'une impuissance de l'érosion glaciaire, mais plutôt comme une preuve de son inégalité d'un point à l'autre. Si le Loch Harport est à ranger parmi les auges caractéristiques, il n'en garde pas moins, immédiatement en amont vers Drynoch et même sur son flanc sud-ouest, des volumes importants de laves décomposées sur place. Une dissymétrie transversale curieuse en apparence peut même s'expliquer par la présence d'altérites d'un côté et l'absence de l'autre. En effet, on ne voit pas à première vue pourquoi le versant sud-ouest est le moins raide des deux puisque le pendage des coulées est tourné vers l'Ouest. Ce devrait donc être l'inverse. Mais les coupes naturelles effectuées par de petits affluents encaissés nous donnent la clé de l'explication : du côté sud-ouest, d'épaisses masses de basalte pourri qui n'ont pas été déblayées par les glaciers masquent la topographie en escaliers en la recouvrant presque entièrement d'une masse argileuse sujette d'ailleurs à de petits décollements; au contraire, sur l'autre versant, le nettoyage par la glace a été beaucoup plus soigné, sans doute en raison de l'inclinaison des bancs vers la vallée, et la roche mise à nu et soumise au gel a permis au flanc d'auge de conserver une pente forte. Autre exemple. Il peut paraître contradictoire que la partie supérieure en cul-de-sac du Glen Hinnisdal soit profondément creusée à la manière d'un cirque ou d'une tête d'auge avec un fond plat et des versants accusés bordés d'une corniche, alors qu'à quelques kilomètres plus en aval la même vallée a des flancs doux beurrés d'un épais placage de laves décomposées sur place. Des différences aussi marquées montrent bien que l'efficacité du travail glaciaire est extrêmement variable. Il est vrai que dans le cas du Glen Hinnisdal, il faut faire intervenir les inégalités importantes du creusement préglaciaire. Il s'agit, ne l'oublions pas, d'une vallée pénéconséquente où l'encaissement diminue normalement d'amont en aval.

La topographie préglaciaire a en effet joué un rôle fondamental dans la valeur et les modalités de l'érosion glaciaire. Un des meilleurs exemples nous est fourni par la grande gouttière oblique qui joint Portree au Loch Snizort Beag. Dans toute la partie centrale qui n'avait guère été atteinte par la reprise d'érosion pliocène, le modelé a été à peine modifié par les glaciers et plus par accumulation que par érosion. En revanche, aux deux extrémités, mais surtout vers le Loch Snizort Beag, des collines rocheuses allongées aux flancs raides, au profil longitudinal dissymétrique, témoignent avec les profonds chenaux qui les séparent, de l'importance d'un creusement glaciaire sollicité par la vigueur de la dissection préalable du niveau pliocène, elle-même tributaire de la proximité du niveau de base (1). Les bosses rocheuses oblongues comme le B. Tote, ne sont autres que d'anciens interfluves transformés en buttes de diffluence par le passage de la glace. Sur le bord sud-ouest du Loch Snizort Beag, les profondes indentations sont données par des auges secondaires ennoyées. Les presqu'îles d'orientation méridienne qui les séparent les unes des autres ont été chevauchées par le flot principal de glace venu du Sud-Est, de telle sorte qu'elles sont marquées par des cols de transfluence oblique (The Aird en son milieu par exemple). Pourtant ces marques d'érosion verticale des glaciers ne sont pas incompatibles avec un nettoyage incomplet des altérites, puisque dans le secteur, il n'est pas rare d'observer — entre Tormore Lodge et Treaslane notamment — des masses de basalte décomposé en boules de desquamation subsistant sur les pentes, bien que visiblement tronquées par la topographie du versant.

A ce travail plus ou moins imparfait d'excavation effectué directement par les glaciers aux dépens des volumes meubles d'altérites préglaciaires ou de roches éclatées par le gel périglaciaire, il faut ajouter, bien entendu, les incisions opérées par les eaux de fonte. Ainsi s'expliquent certaines gorges entaillées à l'emporte-pièce dans des roches cohérentes. Celle de la rivière Bearreraig a été creusée rapidement à travers les grès calcaires du Jurassique moyen par un émissaire proglaciaire du glacier qui stationnait dans la dépression lacustre située au pied de la grande cuesta de Trotternish. Les gorges incisées dans les basaltes et les sédiments jurassiques en arrière du Loch Bay, le long d'une grande faille méridienne, doivent vraisemblablement appartenir à la même catégorie. Bien d'autres gorges encore vives actuellement ont sans doute été formées durant cette période de retrait des glaciers de vallée : celle de la riv. Conon au débouché du Glen Uig etc.

(1) Un modelé assez voisin s'observe dans des conditions analogues à la tête du Loch Dunvegan.

Les transformations morphologiques les plus spectaculaires opérées au cours du Quaternaire froid dans les régions périphériques de Skye, concernent essentiellement le recul des versants et plus spécialement celui des rebords de plateaux basaltiques. Les laves, en effet, se sont montrées bien plus sensibles aux processus morphogénétiques de milieu froid que la plupart des roches du socle sur le Mainland.

Les mécanismes qui ont participé à l'évolution des versants de basalte, ont abouti à créer trois combinaisons principales de formes. La dernière sans être spécifique de la région, est néanmoins la plus caractéristique :

1) Les ravins élémentaires et canyons tardiglaciaires n'ont rien de bien original. Ces ciselures tardives des versants se rencontrent en plusieurs endroits, notamment le long du Glen Varragill et du Glen Uig. Sur le versant nord de cette dernière vallée (exposé au Sud), elles se combinent à des formes de dissection plus importantes créées par les eaux de fonte et parfois empruntées par les torrents actuels. Aussi trouve-t-on côte à côte des chenaux morts, à section en V, entaillés de quelques mètres dans la roche en place plus ou moins altérée; des ravins plus profonds (jusqu'à 10 m et davantage) et plus sinueux qui évoluent encore un peu localement mais débouchent sur des cônes de débris anciens de taille modeste qui sont du reste incisés maintenant par les cours d'eau.

2) Les grandes corniches bordées d'éboulis de gravité ou d'éboulis ordonnés (suivant l'état d'altération du basalte) sont déjà plus intéressantes, car elles atteignent dans le basalte des dimensions impressionnantes, surtout une rigidité, une simplicité inégalées dans les autres roches, en raison d'un débitage par le gel suivant le réseau géométrique des diaclases et des « fissures congénitales » de la lave. Ces grandes parois raides qui sont légion sur les bordures des plateaux basaltiques ont évolué pendant un laps de temps assez considérable comparativement aux formes précédentes. A l'exception du maximum glaciaire où l'inlandsis recouvrait tout, il y avait toujours au Quaternaire froid des versants nus qui reculaient sous l'action du gel, et ceci jusqu'au Tardiglaciaire inclus. Même si elle représente peu de chose à l'échelle géologique, cette durée a été suffisante pour modifier quelque peu la place respective des ensembles lithologiques dans l'échelle de résistance régionale. Ainsi, le long de la côte nord de Soay Sound, dès qu'on quitte les abords immédiats du rivage et que la falaise marine fait place à un escarpement continental, on constate que le basalte a davantage reculé au Quaternaire froid que les sédiments sous-jacents armés de feuilles intrusives, ce qui a eu pour effet de dégager une banquette étroite. Le même phénomène se reproduit à Waterstein Head, où les sédiments jurassiques relayent vers l'Ouest le basalte en bordure de la mer sur la falaise, de telle sorte que les volumes de laves s'individualisent sous forme d'un escarpement continental autonome. Ce dédoublement des abrupts conduit à l'apparition d'un replat structural sur lequel se sont accumulés les éboulis fournis par le débitage des coulées. Dans ces deux exemples la résistance des sédiments par rapport au basalte est d'autant plus surprenante que les faciès — shales, grès plus ou moins calcaires, arkoses etc. — n'ont pas une dureté exceptionnelle. Une partie de l'explication réside dans la présence de gros sills de dolérite ou de basalte intrusif remarquablement frais qui traversent les strates un peu obliquement et forment une armature très solide pour les roches sédimentaires. Sans être épaisses (1,5 m est une valeur courante), ces feuilles ont quelquefois tendance à se rejoindre, au point de ne laisser entre elles que quelques lentilles résiduelles de sédiments. En d'autres termes, si le basalte effusif a continué de reculer par rapport au basalte intrusif pendant l'époque glaciaire, le fait n'est pas nouveau, puisque les grandes cuestas ont justement été mises en valeur au Tertiaire, grâce à l'existence d'épais sills massifs qui ont été dégagés à leur pied par le retrait des coulées. Mais les feuilles intrusives n'expliquent pas tout. Pendant toute la période préglaciaire, le basalte des coulées a joué le rôle de carapace protectrice des sédiments sous-jacents et imposé à ces derniers une répartition purement marginale. Ce qui est nouveau en revanche au Quaternaire froid, c'est la place occupée par les basaltes effusifs dans le bas de la hiérarchie de résistance des roches, en raison de leur porosité, de leur perméabilité, de leur état plus ou moins avancé d'altération qui ont rendu le matériel très sensible à la gélifraction.

Si ce système morphogénétique froid avait duré plus longtemps, on peut imaginer que de vastes affleurements, et non plus d'étroites banquettes de sédiments auraient été exhumés.

A ce type de forme conditionnée par l'action du gel, il est normal de rattacher les parois de cirques qui ne représentent somme toute qu'un cas particulier un peu plus compliqué, où le glacier a surtout fonctionné comme un organisme évacuant les débris. A vrai dire, l'évolution des escarpements s'est poursuivie après la disparition des derniers glaciers, comme en témoignent les grands talus d'éboulis masquant la base de toutes les parois de cirques, en oblitérant les formes d'ensemble. Que nous sommes loin des beaux cirques « en fauteuil » aux parois propres, sculptés dans le gabbro des Cuillins ! Les basaltes des plateaux étaient trop sensibles au gel pour avoir pu résister à la gélifraction tardiglaciaire et même postglaciaire qui a fragmenté les corniches en alimentant les longues pentes rectilignes de débris. Aussi le dessin des cirques y est-il beaucoup plus classique en plan qu'en coupe; les parois redressées cadrent beaucoup mieux avec le schéma habituel que le plancher. Les plus beaux exemples de cirques sont presque tous localisés dans Trotternisch où ils découpent le front de la grande cuesta : l'altitude plus forte qu'ailleurs sur les plateaux, la bonne exposition vers l'Est ont été des facteurs favorables. C'est aux environs du Storr plus particulièrement, que s'observent des amphithéâtres nets avec parfois, dans le fond, des buttes morainiques, qui n'ont pas été recouvertes par les éboulis. Le recoupement de

cirques voisins, coalescents dans leur partie inférieure a abouti à un festonnement très poussé de la cuesta (1).

3) Les glissements de terrain, s'ils ne couvrent qu'une superficie assez limitée au total, n'en constituent pas moins la forme de beaucoup la plus spectaculaire et la plus originale d'évolution des versants basaltiques. Dans l'ordonnance classique des paysages simples de bordures de plateaux, ils se signalent immédiatement à l'attention par leur modelé désordonné et même chaotique de buttes pointues disposées apparemment en tous sens.

Cette topographie anarchique est trop répandue dans les basaltes des Hébrides internes, trop rare ailleurs dans les autres roches, pour que sa présence soit sans signification réelle. Elle traduit en fait une remarquable concordance de conditions favorables, lithologiques topographiques et climatiques :

— lithologiques d'abord, parce que dans les épaisses masses de basaltes traversées par de nombreuses fissures où peut cheminer l'eau, s'intercalent au milieu des bancs de roche saine, des lits d'altération argileuse qui sont autant de plans potentiels de glissement, et aussi parce que les énormes volumes de laves pèsent d'un poids considérable sur des sédiments à faciès souvent argilo-schisteux (shales du Jurassique supérieur) dont ils sont séparés par un contact discordant assez régulier;

— topographiques ensuite, car un appel au vide s'est créé après la disparition des glaciers, par suite d'une décompression sur les grands versants escarpés et notamment sur les parois les plus grandioses : les fronts de cuesta, les falaises marines dont la base a du reste été sapée par les vagues;

— climatiques enfin, moins en raison du milieu hyper-humide actuel, qu'en raison des disponibilités pléthoriques en eau liquide à la fin de la période froide, au moment de la fusion et du retrait des glaciers

Parmi les secteurs riches en glissements de terrain, figure en premier lieu la grande cuesta de Trotternish, depuis The Storr jusqu'à l'extrémité septentrionale. Les premiers exemples s'observent au pied du Storr, dans le Coire Faoin, cirque « en coin » où le rapprochement des parois donne naissance à une gouttière favorable à la concentration des eaux. La partie supérieure est encore empruntée par un couloir d'avalanches, la base encombrée par des buttes très caractéristiques, aux formes étranges *(photo 35)*. Les plus grandes sont situées près de la cuesta; elles ont une allure tabulaire. D'autres plus éloignées sont réduites à de simples pinacles aigus ou même à de véritables aiguilles (Old Man of Storr) penchées vers l'extérieur. Des volumes de roche pourrie délimités par des dykes se traduisent par des crêtes un peu mieux ordonnées. Dans l'ensemble, les formes sont très schématiques et fraîches, mais aucune trace de grand décollement récent n'est visible. Bien plus, les buttes ont leur propre talus d'éboulis couverts alimentés par l'active gélifraction tardiglaciaire.

Plus au Nord, dans les environs de Quirang, les glissements de terrain prennent une ampleur beaucoup plus grande : ce ne sont plus cette fois, de simples glissements intrabasaltiques, mais des mouvements considérables qui affectent sur 5 km de longueur toute la carapace basaltique glissant sur la masse des shales du Jurassique supérieur *(fig 131 et 132)*. C'est entre la butte de Cleat et Quirang, dans un rentrant de la cuesta où la concentration des eaux a favorisé le soutirage par le bas, que s'observent les types morphologiques les plus variés. On peut distinguer : a) des formes incipientes où une partie du front de la cuesta s'est détachée le long d'une faille courbe, sans pour autant basculer; la butte ainsi formée n'est encore, avec son altitude élevée, qu'un fragment de plateau à sommet plat; b) des formes plus évoluées, où l'énorme paquet a glissé le long de la faille panamienne en subissant un début de basculement (*rotationnal slipping*) qui se traduit par une dissymétrie de même sens que celle de la cuesta; la butte de Cleat en est à ce stade; c) des formes encore plus évoluées où la dissymétrie a changé de sens, sous l'effet d'un basculement et d'un enfoncement plus prononcés; dans ces grandes buttes pointues le flanc le plus raide est tourné vers la cuesta et correspond à l'ancien sommet du paquet, le flanc le plus doux est externe et représente l'ancien front de cuesta recoupant les différents bancs successifs de basalte. Ce type qui est finalement le plus classique est fréquemment représenté aux environs immédiats de Quirang. A côté de ces formes individuelles, s'observent des assemblages plus complexes : séries de paquets successifs qui ont glissé les uns sur les autres en créant une véritable « structure imbriquée » où les écailles apparaissent dans la topographie sous l'aspect de ressauts disposés en escalier. Il convient d'ajouter que tous ces dispositifs ont un modelé très frais qui ne peut dater que d'une période contemporaine de la fin de la dernière glaciation ou immédiatement postérieure. Mises à part quelques incisions de gorges d'eau de fonte, le relief n'a guère évolué depuis sa mise en place. Par contre, il y aurait peut-être lieu d'interpréter les bourrelets aplatis qui limitent deux petits lacs au Nord-Est de la butte de Cleat, comme des formes de glissements de terrain plus anciennes oblitérées par la dernière glaciation et donc interglaciaires.

Dans la partie la plus septentrionale de la cuesta où les formes semblent s'ordonner le long d'une faille subméridienne, ce sont des pans entiers de la côte qui ont glissé. Les glissements de terrains favorisés par la présence de Jurassique argilo-schisteux jusqu'à la mer, atteignent des proportions gigantesques, au moins en bordure du plateau, entre Leac na' Fionn et Sròn Vourlinn. Mais dès que les sédiments cessent de s'intercaler entre le basalte intrusif de la plate-forme côtière et le basalte effusif de la cuesta, les glissements de terrain cessent.

(1) A la faveur du dédoublement de la cuesta, quelques cirques se sont installés entre les deux accidents, avec les basaltes de la cuesta principale comme parois et les grès de l'avant-cuesta en guise de plancher.

PHOTO 34. — *Décomposition* in situ *dans la gorge de Glenbrittle.*
Le gabbro entièrement pourri voisine avec un gros dyke de basalte encore sain.
L'échelle est donnée par le personnage.

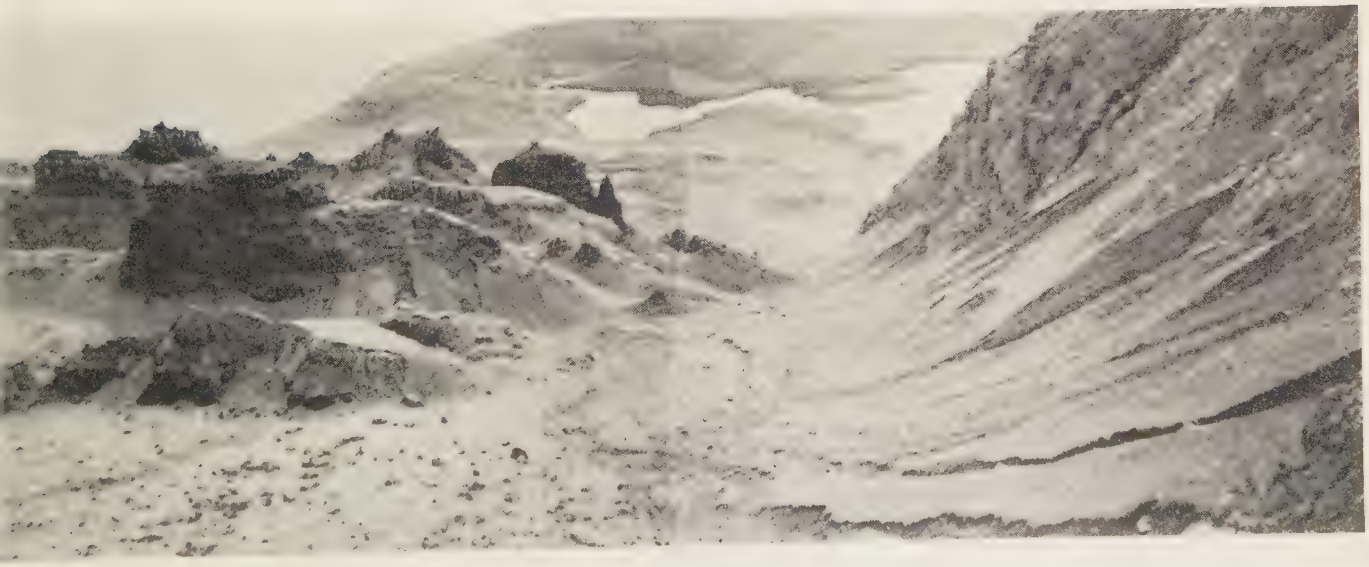


PHOTO 35. — *Les glissements de terrain de Coire Foin (Skye).*
Noter l'allure tourmentée des paquets effondrés de basalte, et le ravinement des talus d'éboulis au premier plan. Au second plan, le plateau du lac Leathan entaillé par la Bearreraig Riv.
Vue vers le Sud-Est depuis un couloir d'avalanches.

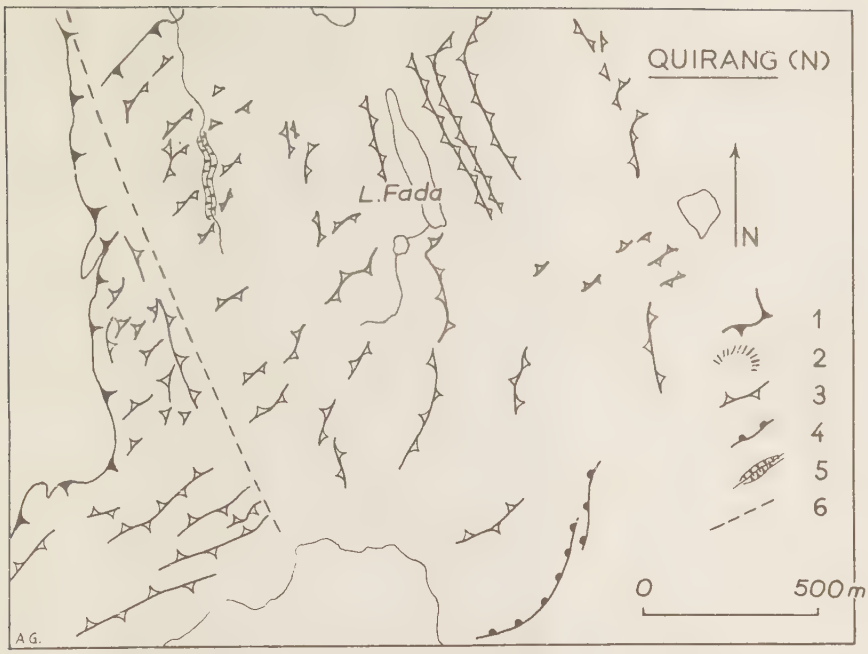


Fig. 131. — *Détail de la topographie de glissement de terrain aux environs de Quirang, partie nord.*
1 : front de la grande cuesta de basalte. 2 : ancien glissement de terrain. 3 : crête de glissement de terrain récent. 4 : autre abrupt. 5 : gorge. 6 : tracé supposé d'une faille bordière.

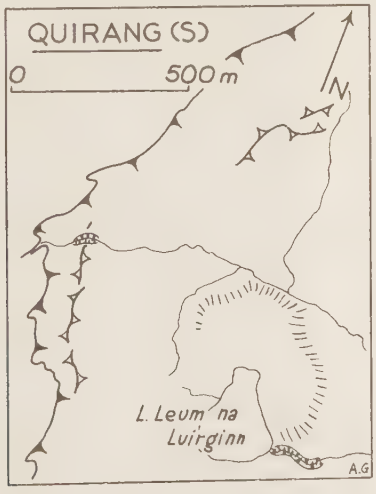


Fig. 132. — *Détail de la topographie de glissement de terrain aux environs de Quirang, partie sud.*
Pour la légende, voir la figure précédente.

Les glissements de terrain ne sont pas limités à la cuesta de Trotternish : on en trouve également dans des conditions sinon identiques du moins très voisines, sur le front de la cuesta de Waterstein. Au Nord de Waterstein Head, au pied d'un grand amphithéâtre de décollement très ouvert, s'observe la topographie chaotique habituelle des buttes pointues. Mais les formes n'atteignent pas la même ampleur qu'à Quirang ou même au Storr et sont du reste empatées par des éboulis ultérieurs soumis encore actuellement à quelques petits glissements. En dépit de la proximité immédiate de la mer, les processus sont purement continentaux. Il n'en est pas toujours de même, et on ne peut nier qu'à Score Horan (Vaternish) la mer par son sapement à la base, lors d'un stationnement à un niveau plus élevé que le zéro actuel, ait contribué à la formation des glissements de terrain tournés vers le Loch Snizort. Sur le flanc oriental du B. Tianavaig *(fig. 133)*, la proximité du niveau de base marin a certainement joué aussi, mais les glissements de terrain sont liés ici à une cause plus générale : la présence d'une grande faille méridienne de rejeu tardif (voir plus haut). Dans ce secteur plus qu'ailleurs, la distinction entre la part de la tectonique générale et celle qui revient à la micro-tectonique, est particulièrement

malaisée. En tout cas, depuis le large on voit bien la grande lèvre de décollement arquée qui limite la topographie chaotique vers l'intérieur, sur plus d'un kilomètre de long. Une fois de plus les formes malgré leur grande fraîcheur, ne peuvent être considérées comme fonctionnelles, car elles sont en partie recouvertes par une pellicule d'éboulis tardiglaciaires.

Le Glen Uig enfin mérite d'être signalé, car on y saisit bien la part de responsabilité qui incombe aux glaciers dans la formation des glissements de terrain. L'appel au vide, en effet, a été créé par le creusement glaciaire d'une vallée pénéconséquente déjà encaissée. En outre dans ce glen orienté est-ouest, des différences d'exposition climatique et un pendage tourné vers le Sud-Ouest se sont conjugués pour faire naître des contrastes dans l'évolution des versants *(photo 36)*. Du côté sud, sur des pentes exposées au Nord, notamment à Sheader, de grands décollements découpent la bordure de l'auge en une série d'alignements successifs de buttes pointues disposés, en gros, concentriquement à la lèvre arquée qui sert de limite. En face, rien de semblable : les glissements de terrain sont presqu'absents et remplacés par les ravins qu'incisèrent les eaux de fonte dans l'abrupt déglacié précocement. Il est clair que les décollements se sont produits sur le versant qui a été abandonné le dernier par la pression de la glace, dans un secteur où le contrependage favorisait justement l'infiltration dans les basaltes, ainsi que le souligne encore maintenant l'absence de tout drainage superficiel.

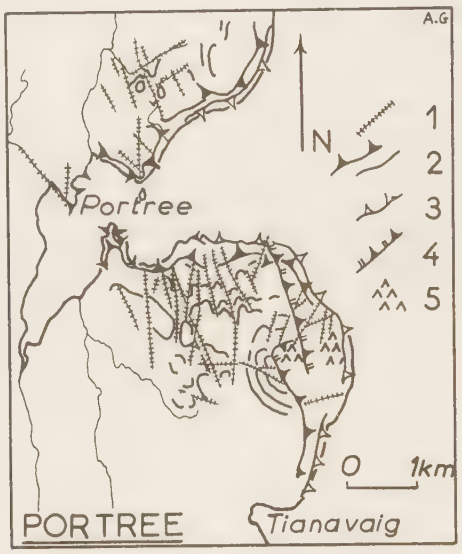


Fig. 133. — *Les environs de Portree (Skye).*
1 : creux de fracture (suivi ou non par un dyke); 2 : escarpement principal et escarpement secondaire de basalte; 3 : grand escarpement de sédiments secondaires avec feuilles intrusives intercalées; 4 : escarpement de faille récent dans le basalte; 5 : glissement de terrain.

Au crédit du Quaternaire froid, il faut mettre également quelques transformations opérées dans d'autres roches que les basaltes. Les formes les plus originales concernent les plateaux du Sud-Est, les calcaires dolomitiques cambriens, qui ont souffert non seulement de la gélifraction (le long du Strath Suardal notamment) mais aussi d'une active dissolution par les eaux froides chargées de gaz carbonique. Aux abords du B. an Dubhaich, Harker avait déjà signalé une curieuse dissolution différentielle ayant creusé aux dépens des calcaires une cuvette d'un mètre ou deux de profondeur cernée par des bordures verticales de granite [200]. Dans une roche aussi compacte et proche des marbres que le Cambrien supérieur — un calcaire cristallin à cassure saccharoïde —, une dissolution poussée se conçoit beaucoup mieux en milieu froid qu'en climat tempéré [voir à ce sujet Corbel, 105]. Au reste, les magnifiques champs de lapiés morts qui jalonnent les secteurs marginaux des vallées glaciaires (Allt nan Leac, Coille Gaireallach) ou les zones de confluence (Torrin), sont là pour nous montrer que les phénomènes karstiques appartiennent plus au domaine du passé qu'à celui du présent, même si localement l'évolution se poursuit lentement. Si la gorge qui termine l'Allt nan Leac en sciant le calcaire reste active, si des résurgences fonctionnent aux environs, leur élaboration ne date pas d'aujourd'hui, car certains lapiés sont encore enterrés. Les plus beaux champs de lapiés sont situés, à notre connaissance, sur les flancs des collines de Torrin, vers Leac nan Craobh en particulier, dans un carrefour de vallées où les eaux de fusion de la glace ont été très abondantes. Ces lapiès ont des dimensions variables, mais peuvent atteindre 30-50 cm de profondeur; la largeur excédant rarement plus de la moitié de la profondeur. Souvent parallèles entre eux, ils donnent par recoupement de petites crêtes aiguës. Leur disposition fréquente suivant la ligne de plus grande pente suggère un processus de formation à l'air libre. Mais en revanche, le fond semi-cylindrique, la terminaison brusque en cul-de-sac arrondi et un peu élargi par érosion tourbillonnaire, s'accordent mieux avec une origine sous-glaciaire, par de

PHOTO 36. — *La « reculée » du Glen Uig (Skye).*

Noter l'opposition frappante entre les deux versants basaltiques : au premier plan, topographie chaotique de glissements de terrain; en face, ravinement poussé (quelques ravins sont morts). A droite, la vallée rectiligne de l'Abhainn Dubh. Vue vers le Nord-Est et l'Est.

l'eau circulant sous pression. En tout cas, les formes ne sont plus fonctionnelles. Occupées par la végétation, à demi-enterrées sous des débris anguleux mêlés de terre qui proviennent de l'éclatement par le gel. elles ont été façonnées au cours de l'active période de dissolution qui a accompagné la fonte des glaciers.

Faute d'avoir pu disposer du temps nécessaire et d'un système morphogénétique efficace, le Postglaciaire n'a pas introduit de profonds changements dans le relief des plateaux de Skye.

Le point culminant de cette zone périphérique — The Storr, 720 m — connait un climat suffisamment frais pour que des manifestations cryopédologiques s'y fassent encore sentir. En effet, non loin du sommet vers 700 m, s'observent des terrassettes périglaciaires séparées les unes des autres par des talus gazonnés. Sur l'une des banquettes, les débris s'ordonnent en une quinzaine de petits cercles de pierres bien formés, dont le diamètre est de l'ordre de 40 cm *(photo 37)*. Les cailloux de la couronne ne dépassent pas 15 cm; ils sont anguleux à arêtes vives, mais mal redressés. Quant à la partie interne (diamètre 20-25 cm), elle est occupée par une boue brune provenant de la décomposition du basalte, et parsemée de graviers anguleux dont la taille est de l'ordre du demi-centimètre. Ces formes fragiles auraient vite été détruites par le piétinement des moutons, si elles ne se reconstituaient pas actuellement.

Dans les conditions de climat humide et doux qui règnent pour le moment en Ecosse aux basses altitudes, il est normal qu'une lente désagrégation des roches se poursuive sur les surfaces calmes des plateaux, d'autant que le manteau tourbeux y prend une grande extension.

Dans les granites, les roches moutonnées ont souvent perdu leur poli, pour prendre un aspect rugueux. Les blocs et cailloux qui jonchent les affleurements en surface se sont altérés et corrodés plus ou moins profondément, suivant qu'ils étaient recouverts ou non de tourbe, et une arène grossière s'est formée dans les creux. Ces indices qui ne trompent pas sont visibles en maints endroits, notamment au sommet du B. an Dubhaich dans un granite à biotite et à hornblende, sur les hauteurs du Càrn Dearg dans une feuille de granophyre, sur le petit dôme granitique du Creag Strollamus, sur la butte de la presqu'île de Camas a' Mhòrbhèoil (Narrows of Raasay), etc. Au Càrn Dearg, où le sommet est jalonné de blocs à demi-enterrés et en voie de décomposition, la désagrégation postglaciaire qui s'est attaquée aux roches moutonnées est assez avancée, puisqu'elle atteint parfois plusieurs dizaines de centimètres. Mais cette valeur reste exceptionnelle. En général, la pellicule d'altération postglaciaire se chiffre seulement en centimètres dans les granites, surtout dans ceux qui appartiennent à des catégories peu altérables comme les roches de la grande feuille intrusive de Raasay (granophyre au centre, felsite sur les bordures) qui ont gardé à la manière des gneiss, leur topographie unie et glaciée avec des stries bien conservées.

Les basaltes eux, ont davantage souffert de la décomposition. Mais il est bien difficile dans les volumes pourris, de faire la part de ce qui revient aux paléosols intercalés, aux altérites préglaciaires et aux masses d'altération postglaciaire. La distinction a d'ailleurs assez peu d'importance dans l'évolution actuelle des versants : c'est la présence d'une abondante fraction fine sur les pentes qui compte. Certes, les grandes corniches supérieures des bords de plateaux continuent d'évoluer un peu : il y a bien quelques gros éboulis qui dégringolent de temps à autre, les parois raides lâchent çà et là quelques paquets de rochers — sur le flanc sud du Storr par exemple, un pan s'est détaché récemment — mais l'essentiel maintenant ne réside plus dans les processus de simple gravité consécutifs à une intense gélifraction en milieu froid. Grâce au climat humide et doux, à l'existence d'un matériel argilo-limoneux largement disponible et aisément mobilisable, grâce aussi à l'action indirecte de l'homme (déforestation et élevage), un autre type d'évolution assez original est né sur les versants basaltiques : il associe les mouvements de masse superficiels, plus spécialement la solifluction, à un ravinement concentré ou non. Si les gigantesques glissements de terrain semblent à peu près stabilisés, nombreux sont encore les petits décollements qui s'emparent des éboulis fins ordonnés (1) ou du manteau superficiel d'altération de la roche en place et crèvent la couverture végétale. La responsabilité en incombe souvent aux moutons qui ne se contentent pas de piétiner les pentes, mais utilisent encore les inégalités de la topographie pour se creuser des abris rudimentaires en approfondissant les niches de décollement naturelles. A haute altitude, au sommet du Storr par exemple, on ne peut pas exclure une collaboration avec des processus périglaciaires, mais le plus souvent ces niches apparaissent comme de simples remises en marche des débris fins : graviers et cailloux emballés dans la « terre » brune, ocre ou rouge de décomposition du basalte. Le stade initial est bien visible dans la péninsule de Strathaird, sur le flanc oriental du plateau d'An Carnach ou sur les pentes de la butte du B. Meabost *(photo 38)*. Dans les éboulis fins et couverts d'un basalte soumis autrefois à une gélivation poussée, les niches de décollement créées par les moutons apparaissent comme autant de plaies vives de couleur rouge-brun où végétation et sol ont disparu, entraînés par le glissement qui a atteint une partie de la roche-mère. Ces plaies s'agrandissent vite par processus cumulatif et peuvent même aboutir, en raison de la perméabilité relativement faible des éboulis, à la naissance d'entailles de ravinement élémentaire fonctionnant de manière discontinue. Toutefois l'évolution est encore assez

(1) Les cailloux plats et les grandes dalles y ont glissé parallèlement à la pente dans une matrice boueuse, ainsi qu'on l'observe sur le flanc est du B. Tianavaig par exemple.

peu poussé dans ce secteur, comme dans celui des « tables de Macleod ». Elle l'est davantage sur le versant Est du B. Mheadhonach (cuesta de Trotternish), où la remise en marche des débris a affecté la plus grande partie pentes, ne laissant que quelques plaques d'herbe résiduelles. Les niches ont servi là aussi de point de départ, mais la dégradation du versant s'est poursuivie plus loin, à la fois par glissement en masse des petits éléments terreux et par ravinement non-concentré : une sorte de « sheet-erosion » décapant la partie superficiele du sous-sol, sans mettre à nu la roche saine. En bien des endroits, les grandes déchirures dans le tapis végétal couvrant les éboulis, ont entraîné la formation de véritables ravins profondément incisés. A Quirang, par exemple, les éboulis morts du front de la cuesta sont entaillés actuellement par des torrents qui remanient périodiquement un matériel hétérométrique disposé en vrac sur des levées.

Naturellement, le ravinement d'origine anthropique par l'élevage du mouton sur des pentes déforestées, prend des proportions plus graves quand il utilise des coupures profondes d'âge ancien, surtout si le matériel se prête au ruissellement. C'est ainsi que les grands versants en V du torrent de South Fearns (Raasay) sculptés dans les shales du Lias au cours d'une phase de dissection de la fin du Quaternaire froid sont remis à nu sur une partie de leur hauteur. A la base le sapement du cours d'eau, au sommet les niches à moutons ont occasionné des blessures qui ont fini quelquefois par se rejoindre en rajeunissant l'ensemble du versant sur 8-10 m de hauteur au moins. Le ruissellement a profité de cette crise actuelle d'érosion accélérée pour développer d'authentiques bad-lands et créer à son tour de grandes déchirures sur plusieurs mètres de longueur.

Il ne faudrait cependant pas se hâter de conclure à partir de ces quelques exemples, que les versants sont actuellement l'objet d'une vigoureuse dissection générale. La présence d'un manteau meuble sur des pentes assez fortes constitue malgré tout une condition anormalement favorable au ravinement. Dès que l'ossature des bancs de roches résistantes et saines — généralement des sills de dolérite ou des bancs de basaltes massifs — affleure sur les versants, on constate que les torrents ont fort peu avancé leur travail postglaciaire d'érosion linéaire, car ils rachètent les dénivellations brusques par des cascades à peine incisées. C'est parfaitement visible sur le flanc ouest du Glen Varragill ou sur le versant nord du Glen Uig *(photo 36)* pour ne citer que deux exemples caractéristiques du basalte. Les cours d'eau qui débouchent sur la côte nord du Loch Eishort restent également suspendus à la traversée de la feuille du Càrn Dearg. Encore convient-il de remarquer que l'entaille, quand elle existe, est généralement en partie d'origine ancienne. Les gorges qu'on rencontre dans le fond des vallées principales sont plus évoluées, car les roches placées dans l'axe du talweg ont subi, surtout si elles sont recouvertes d'un épais manteau morainique, une imprégnation prolongée qui a abouti à une crypto-décomposition diminuant leur résistance. La gorge qui s'encaisse de plusieurs mètres dans le fond du Glen Varragill à travers le basalte plus ou moins altéré ne peut pas être considérée comme actuelle, car elle aboutit à une banquette rocheuse dominant le lit de la rivière. En amont, du reste, il est clair que l'incision qu'effectuent maintenant les petits méandres dans la moraine, représente bien peu de chose, par rapport aux grands méandres encaissés anciens qui les dominent. Pourtant il reste que le point de départ de l'incision de la gorge a été le fond rocheux de l'auge sur lequel reposent encore des buttes morainiques d'un stade tardif : le travail date donc du Postglaciaire. La rivière Snizort qui décrit des sinuosités en rapport avec les collines morainiques qui encombrent sa vallée, s'est également encaissée de 2 à 4 m de profondeur dans un basalte divisé par de nombreuses diaclases. Cet enfoncement sur place est obligatoirement postglaciaire. La rivière Treaslane entaille, elle aussi, sur plusieurs mètres, la topographie irrégulière laissée par la glaciation, mais elle n'a pas pu faire disparaître toutes les inégalités de la roche en place et coule en cascades par endroits. Au contraire, le Red Burn a réussi à régulariser son profil qui ne comporte plus de cascades, mais seulement des rapides en aval de Upperglen. Ce travail de dissection plus avancé s'explique par la nature du matériel traversé : un basalte très altéré et d'une couleur souvent rouge qui a donné son nom au cours d'eau. La composition des alluvions est très significative à cet égard puisqu'à une abondante fraction fine s'ajoutent des cailloux et blocs qui sont presque tous taraudés, altérés et de forme non anguleuse. La rivière a donc été favorisée dans son érosion linéaire postglaciaire par la présence de laves dans un état avancé d'altération. Ce facteur nous paraît déterminant pour expliquer les valeurs relativement élevées de l'encaissement postglaciaire dans les rivières principales des plateaux basaltiques.

Le littoral.

Les rivages de Skye auraient mérité à eux seuls une étude détaillée. Malheureusement il ne nous a pas été possible de faire cette analyse, faute de temps. Nous nous contenterons donc de dégager les traits essentiels de la morphologie littorale en la replaçant dans un cadre régional.

Retenons d'abord que les formes les plus grandioses d'érosion marine sont toutes localisées sur les côtes comprises entre Dunvegan Head et le Soay Sound, car cette section littorale a bénéficié d'un quadruple avantage :

1) une bonne exposition aux vents dominants du Sud-Ouest;
2) un fetch très étendu en direction du Sud-Ouest, limité seulement de façon imparfaite par les côtes d'Irlande;
3) une topographie continentale de plateaux élevés susceptible de donner de hautes falaises;

PHOTO 37. — *Champ de cercles de pierres au sommet du Storr.*

PHOTO 38. — *Petites niches de décollement sur le versant est du B. Meabost (Skye).*
Les moutons sont responsables de cette évolution dans les basaltes altérés
que domine un escarpement de laves.

4) un matériel de basalte effusif suffisamment cohérent sans être très résistant. Dans ce secteur de côtes où s'observent les plus beaux exemples de recul actuel des falaises, les plages soulevées ont presqu'entièrement disparu et se réduisent à d'étroits lambeaux au fond de rentrants un peu abrités. Dans les baies largement ouvertes, vers l'Ouest, les falaises au contraire reculent activement. Cette évolution peut même conduire à une irrégularisation du rivage, si le matériel soumis à l'action des vagues est hétérogène. Un exemple typique nous est fourni par la côte aux environs de Waterstein : bien qu'exposée de plein fouet aux vagues de tempête du Sud-Ouest, la pointe déchiquetée d'Eist résiste, car elle est constituée d'un socle gneissique; de part et d'autre en revanche, les imposantes falaises d'Oisgill Bay et de Moonen Bay, alignées du reste sur une fracture d'orientation NW-SE, témoignent d'un important recul dans les basaltes. En bordure de Moonen Bay depuis Waterstein Head jusqu'à Ramasaig Cliff, on voit clairement qu'une topographie continentale a été coupée à l'emporte-pièce par des falaises verticales ou subverticales de 200 à 250 m de hauteur. L'érosion marine a bénéficié d'une large exposition de la côte à l'WSW, d'un fetch de plus de 35 km dans cette direction, et d'un matériel qui ne s'éboule que par paquets limités en raison d'un léger contre-pendage. La fraîcheur de la coupe naturelle, le volume réduit des matériaux accumulés provisoirement au pied de la falaise, montrent qu'une active évolution se poursuit. L'apparition de gros volumes de blocs non déblayés, dès que l'orientation de la côte change à proximité de Waterstein Head, est du reste très significative. Quant à la baie d'Oisgill, dont le dessin en coin souligne la position de contact entre les basaltes des plateaux et les sédiments traversés par des sills, elle est intéressante par le contraste qu'elle présente. Au Nord, la côte exposée à l'Ouest est bordée de hautes falaises vives (180-190 m) taillées dans le basalte effusif. Du côté sud, les choses sont moins simples, car le gros sill de dolérite qui est à la base des shales jurassiques a reculé moins vite sous l'action des vagues que l'épaisse feuille intrusive supérieure sous l'effet des processus continentaux (gel quaternaire en particulier) : on aboutit donc à la superposition d'un escarpement continental sur une côte basse et irrégulière à falaises.

Dans la grande cuvette ennoyée du Loch Bracadale, abritée de tous les côtés sauf au Sud-Ouest précisément, le rôle de l'exposition et du fetch sont d'autant plus manifestes que le matériel est entièrement basaltique. Iles et presqu'îles ont toutes une dissymétrie systématique de leur profil, où la terminaison brutale par des falaises vives vers le Sud-Ouest, s'oppose à la descente douce et progressive sur les autres flancs (Tarner Island est très schématique à cet égard). Ni le pendage dont la direction vers le Nord-Est n'est pas constante et dont la valeur est faible, ni l'érosion glaciaire qui a été tributaire du mouvement convergent de la glace, ne sont à même d'expliquer cette particularité morphologique. A condition de bénéficier d'une exposition et d'un fetch favorables, les vagues peuvent donc avoir une action efficace qui ne se limite pas aux partie les plus externes du front de mer.

Inversement, bon nombre de vallées glaciaires ennoyées débouchant directement sur le front de mer ont conservé des fragiles dépôts de plages anciennes, car elles étaient en position localement abritée. C'est le cas de la baie de Talisker, dont le fond est protégé par l'avancée de Talisker Point. Du côté sud et au Nord jusqu'au Sròn Mhòr, les escarpements ne sont que de fausses falaises, des parois d'auge à peine modifiées et mal déblayées des débris qui se sont accumulés à leur pied. La plage soulevée inférieure est encore limitée par le bel arc de cercle d'un ancien cordon de tempête recouvert d'herbe (env. + 7,50 m). Le matériel riche en galets de basalte bien arrondis a été repris par le cordon actuel en contrebas, étalé sur la plage et lavé du sable gris foncé qui l'enrobait par la rivière. L'abondance des galets bien émoussés, la pauvreté relative en sable montrent bien que l'alimentation s'est faite essentiellement à partir des éboulis de roche altérée facile à remanier et à arrondir. Il n'en est pas de même au fond du Loch Brittle où le sable abonde dans la plage actuelle comme dans les lambeaux de plages soulevée, intermédiaire et inférieure, tandis que les galets plus rares apparaissent souvent mal roulés ou même subanguleux. C'est que le basalte n'est plus seul à rentrer dans la composition du matériel : il faut y ajouter le gabbro de l'arrière-pays moins aisément débitable par le gel, mais capable néanmoins de fournir de grosses masses d'altérites.

Au-delà du Soay Sound, sur la côte nord duquel la vigueur des falaises marines vives décroit assez rapidement vers l'Est, les avantages offerts par la lithologie à l'érosion marine — affleurements de roches sédimentaires mésozoïques relativement tendres — ont été en grande partie, sinon totalement, annihilés par l'effet de protection de Rhum et des îles voisines en direction du Sud-Ouest. Bien des rivages sont morts. Les falaises anciennes qui manquent généralement d'ampleur n'ont pas été rajeunies par les vagues et les dépôts les plus fragiles subsistent encore largement sur le littoral. Nombreux sont les exemples d'estrans encore encombrés par un manteau morainique. Ainsi dans le fond du Loch Slapin, pourtant assez ouvert en direction du Sud, la couverture de moraine de fond reste plaquée sur les bords de la vallée ennoyée et n'a même pas été dégagée par la mer au cours du stationnement à un plus haut niveau. Les courants de marée alternatifs de direction méridienne ont permis l'implantation à Faoilean, sur un seuil où la vallée se rétrécit, d'une accumulation triangulaire simulant un delta mais faite en réalité de la jonction de deux flèches opposées par l'extrémité. Cette accumulation progresse vers l'Est, grâce à des cordons plaqués sur les dépôts anciens. Sur la côte Est du Loch Slapin, il est plus étonnant de constater que le travail des vagues est à peine commencé depuis la fin de l'époque glaciaire, car

l'exposition d'Ouest est favorable. Il est vrai que le fetch est très limité (1,5 km). La mer s'est contentée de trier le boulder-clay en laissant intactes les roches moutonnées qui descendent sur l'estran. Quant au rivage nord du Loch Eishort, tourné pourtant vers le Sud avec un fetch de près de 20 km en direction du Sud-Ouest, il est encore bordé par les falaises mortes qui entaillent les calcaires et les shales du Jurassique au pied de l'escarpement continental formé par la feuille intrusive composite du Càrn Dearg.

Sur les côtes septentrionales de Skye, pourtant largement ouvertes en direction du Minch, les effets de l'érosion marine sont nettement plus limités qu'au Sud-Ouest. En effet, si le fetch maximal d'exposition nord et nord-est est très favorable, les vents dominants de tempête n'appartiennent pas à ce quadrant (v. chapitre I). En outre, l'action des vagues se heurte le plus souvent à d'épaisses feuilles de basalte intrusif massif et peu altéré, donc difficilement attaquable. Enfin, la topographie du bas plateau pliocène qui domine très largement ne permet pas aux falaises de prendre une grande ampleur. Les accidents les plus spectaculaires sont en position relativement abritée et ne sont pas imputables à la seule action marine. Ainsi les grands escarpements qui bordent le détroit de Raasay à l'Ouest sont d'origine tectonique et ont évolué en grande partie sous l'action des processus continentaux. Seule la base est une authentique falaise qui est le plus souvent morte et couverte de végétation jusqu'en bas ou presque : c'est bien visible au Sud de Tianavaig Bay, de part et d'autre de Bearreraig Bay etc. Quand une petite falaise vive existe, elle ne dépasse pas 2 à 4 m de hauteur et l'estran qui la borde est encombré par les gros amas de blocs issus des éboulements et des petits glissements de terrain que provoquent les infiltrations d'eau à travers les roches sédimentaires.

Dans Trotternish, il faut aller plus au Nord pour rencontrer de belles falaises marines taillées dans les grosses feuilles de dolérite. Vers Kilt Rock (Staffin), elles ont 100 m de haut et sont subverticales, toute la partie supérieure étant occupée par d'imposantes colonnes basaltiques. A Kilmuir, Totscore et en bordure nord de Uig Bay, la mer a même réussi, au cours d'un stationnement à un haut niveau, à développer des plates-formes d'abrasion assez étendues et à façonner une plaine littorale légèrement perchée désormais. Mais les conditions locales étaient assez exceptionnelles puisqu'à une exposition ouest ou nord-ouest favorable s'ajoutait un matériel meuble de sédiments secondaires — shales du Jurassique supérieur notamment — affleurant largement le long du rivage.

En revanche, dans cette grande vallée ennoyée que représente le Sound of Raasay, le travail de la mer depuis la disparition des glaciers a surtout consisté en une réorganisation de détail par transport et accumulation de débris continentaux. Aux Narrows of Raasay, par exemple, une butte dissymétrique de diffluence glaciaire, transformée en île, fut par la suite rattachée à Skye grâce à un cordon de plage ancienne. A ce tombolo attaqué maintenant par de petites falaises, fait face sur la côte de Raasay, une autre accumulation du même genre. Plus au Sud, vers Sconser Lodge, au débouché du Loch Sligachan et du Gleann Torra-mhichaig, des sablières exploitent les masses de sables, de graviers et de galets d'une plage soulevée inférieure. Si le façonnement marin n'est pas niable comme en témoigne l'indice d'émoussé des galets, l'origine du matériel est néanmoins à rechercher dans les moraines sableuses de l'arrière-pays basaltique et granitique. Parfois, les accumulations revêtent des formes originales, comme au Loch na Cairidh et au Caolas Scalpay, bras de mer étroits qui marquent l'emplacement de la tête de l'ancienne vallée submergée. D'authentiques deltas (Allt Strollamus) voisinent avec des pointes triangulaires d'édification ancienne et actuelle dues à l'antagonisme de deux courants opposés. A Ob Apoldoire, le recourbement des flèches successives vers l'Est indique clairement que la dérive des débris provenant du Nord-Ouest l'a emporté.

Si les transformations opérées par la mer dans ces secteurs abrités sont donc en général assez faibles, localement, elles peuvent imprimer une vigoureuse marque dans le paysage littoral. C'est ainsi que le long des côtes méridionales de Raasay, de Suisnish à South Fearns, on est surpris de rencontrer les restes de deux rivages anciens bordés par des falaises mortes très caractéristiques, alors que le fetch dépasse rarement 2 km en direction du Sud-Ouest, du Sud et du Sud-Est à cause de la protection de terres rapprochées (Skye, Scalpay). Il est vrai que le matériel gréseux est favorable à la sculpture d'une belle encoche marine. Mais il n'est pas interdit de penser que certains procesus spécifiques des littoraux froids, comme les pieds de glace, aient contribué au façonnement des falaises puisque le rivage soulevé intermédiaire qui les borde est contemporain des derniers glaciers de vallée.

2. — RHUM ET LES ILES VOISINES

On peut, en première approximation, considérer Rhum et les îles qui l'entourent comme une réplique plus réduite et plus démantelée de la partie volcanique de Skye : les montagnes sculptées dans le complexe volcanique de Rhum sont l'équivalent de celles du centre intrusif de Skye; quant aux îles de Canna, Eigg, et Muck, elles représentent des fragments de plateaux de basalte disposés comme à Skye sur la périphérie. Mais cette compa-

raison qui a le mérite d'être simple ne doit pas être poussée trop loin. Il n'est pas certain que les relations entre le centre intrusif et les plateaux basaltiques du pourtour soient les mêmes à Skye et à Rhum. Dans le premier ensemble, elles sont assez bien connues, car le passage d'une structure à l'autre est visible. Dans le second, elles le sont beaucoup moins, en raison de la submersion par la mer qui masque les jonctions intéressantes au Sound of Rhum et au Sound of Canna. L'île d'Eigg notamment avec ses coulées basaltiques inclinées vers le Sud-Ouest semble manifester une certaine indépendance vis-à-vis du complexe de Rhum. Il est vrai qu'à Skye, les plateaux basculés de Trotternish sont tout aussi indépendants dans leur tectonique.

a. **Rhum**

(fig. 134)

En se limitant pour le moment à Rhum il est aisé de souligner les analogies qui existent entre cette île et le centre de Skye, tant sur le plan morphologique que géologique. Dans les deux cas, nous avons un dispositif montagneux circulaire ou elliptique calqué sur les racines intrusives d'un ensemble volcanique profondément buriné par un réseau hydrographique d'allure divergente, grossièrement radiale. Comme à Skye, il est incontestable que la mise à jour d'une structure relativement profonde, où apparaissent de puissantes masses de roches intrusives, est la conséquence d'un soulèvement global du complexe volcanique. Non seulement le même matériel se retrouve dans les deux groupes d'intrusions (roches ultrabasiques, gabbros, granite), mais l'ordre de mise en place offre la même succession en allant des roches les plus basiques aux roches les plus acides, (v. chapitre II, p. 92).

Il convient toutefois de ne pas prendre une ressemblance même assez frappante, pour une réelle similitude. En dépit d'une taille plus réduite que celle de Skye, Rhum dispose d'une structure plus complexe et du même coup d'une morphologie structurale plus variée. Lithologiquement d'abord, on trouve à Rhum une gamme de terrains intrusifs plus étendue : aux péridotites proprement dites très largement représentées, s'ajoutent des roches de transition, les « allivalites » (v. note p. 92) elles-mêmes différentes des eucrites (gabbros) ; les granites tertiaires ont au moins deux faciès nettement opposés sans parler des felsites. Quant à la tectonique, elle est plus compliquée qu'à Skye, puisque des mouvements de sens opposé ont été mis en évidence (p. 91). Un dispositif annulaire avec failles circulaires ou elliptiques et ring-dykes a tendance à s'adjoindre aux empilements de feuilles intrusives qui caractérisaient Skye. Le réseau radial de dykes qui ne fait que matérialiser le dessin des fractures issues d'un mouvement positif de l'île, est beaucoup mieux marqué qu'à Skye.

Morphologiquement, la faille courbe qui limite le complexe intrusif de Rhum a une grande importance, car c'est elle qui permet l'établissement d'un contact brutal entre la couronne de plateaux périphériques représentée sur toutes les côtes à l'exception de celles de l'Ouest et du Sud-Ouest (donc de trois côtés sur quatre) et les montagnes qui occupent le reste de l'île. Son rôle n'est pas direct cependant : ce n'est pas un exhaussement tardif le long de la faille qui est responsable de la présence de l'ensemble montagneux, mais bien l'existence d'un matériel rocheux éruptif nettement plus résistant que les sédiments gréseux qui se trouvent à l'extérieur. Encore convient-il d'ajouter tout de suite que le complexe volcanique n'a pas résisté partout de la même manière, puisqu'il était assez hétérogène. Le cœur a été largement évidé dans les péridotites et les gabbros, tandis que les volumes de granite, de felsite et d'allivalite se traduisent par une demi-couronne de montagnes ou de plateaux élevés.

La mise en place de la structure et la tectonique d'ensemble.

Le dessin même de l'île de forme grossièrement circulaire (diamètre du Nord au Sud = 14 km; de l'Ouest à l'Est = 13 km), matérialise la limite de l'aire de soulèvement qui a donné naissance à Rhum. Mais cette aire ne coïncide pas, comme à Skye, avec celle du complexe volcanique, puisqu'elle englobe au Nord, à l'Est et au Sud des sédiments du pourtour, alors qu'au Sud-Ouest elle recoupe à l'emporte-pièce les terrains éruptifs par une côte élevée et rectiligne qui doit dériver très probablement d'une grande faille d'orientation NW-SE. Vers le Sud-Ouest, ce dessin circulaire de l'île s'arrête du reste à la corde que figure cette côte et la distance du Nord-Est au Sud-Ouest est ramenée à 10 km environ. On peut donc au total assimiler grossièrement la zone soulevée à un cercle de 6-7 km de rayon, dont il manquerait au Sud-Ouest un segment provoqué par l'effondrement d'une faille, mais agrandi par les effets de l'érosion marine qui bénéficie d'un fetch quasi illimité en direction du Sud-Ouest. Quant au complexe volcanique proprement dit cerné par une faille courbe, il n'occupe qu'un peu plus de la moitié de la superficie de l'île, car il est nettement décalé vers le Sud-Ouest. De forme également circulaire, il a un centre situé aux environs du Glen Harris non loin de la côte sud-ouest, mais assez loin du centre géométrique de l'île. Ce n'est donc plus la totalité de l'ensemble éruptif de profondeur qui subsiste mais seulement la moitié nord-est, ou un peu plus, car la partie sud-ouest a été « mangée » par la faille dont

il est question plus haut et également par l'érosion marine. Un tel dispositif n'est explicable que si les mouvements de mise en place des terrains éruptifs le long de la faille courbe ont été indépendants du mouvement global de soulèvement de l'île et antérieurs au dernier exhaussement.

Le terrain nous apporte les preuves de cette double affirmation.

Le mouvement positif d'ensemble s'est accompagné de puissantes déformations marginales qui ont été « enregistrées » par les sédiments de bordure. Le cas le plus typique est celui qui est visible dans le secteur de Monadh Dubh, en bordure de la côte nord-ouest qui longe le Sound of Canna. Sur les bancs de grès torridoniens inclinés modérément vers le Nord-Ouest, reposent en discordance légère (quelques degrés) les lits de grès clairs en plaquettes et de poudingues du Trias. Les deux formations ont un pendage très voisin (12-16°) mais la seconde est plus hétérogène que la première et sa résistance quoique d'ordinaire un peu plus faible lui permet néanmoins d'apparaître par endroits sous forme d'un bourrelet irrégulier tourné vers le Sud-Est. Brusquement, en bordure de la mer, on voit les deux séries de sédiments solidairement déformées par une grande flexure à flanc redressé, plonger rapidement vers la côte. Cette déformation qui traduit clairement les effets d'une tectonique marginale doit être assez tardive puisqu'elle affecte non seulement les sédiments secondaires mais les feuilles intrusives qui les traversent. Un tel mouvement de bordure ne saurait se confondre avec le basculement général des sédiments vers le Nord-Ouest qui intéresse tous les affleurements de Torridonien du pourtour de l'île, ainsi que la pastille de Trias conservée à Monadh Dubh.

Plus épineux est le problème de la mise en place du complexe volcanique, car des mouvements de sens inverse ont eu lieu et les failles courbes — interne et externe — ont servi de limites à l'affaissement par « cauldron subsidence » qui accompagne quelquefois un développement incomplet de « ring-dykes ». Heureusement, quelques jalons importants de l'histoire du volcan subsistent, en particulier des fragments de coulées qui chevauchent précisément la faille circulaire la plus externe à l'endroit où elle sépare le grès torridonien du granite tertiaire (jonction dont le caractère tectonique a été récemment mis en évidence, grâce au broyage des grès). Les coulées de basalte ou de « trachy-basalte » (mugearite) qui reposent sur le flanc nord du massif granitique d'Orval et constituent un peu plus au Nord la colline allongée du Fionchra sur le Torridonien, ont d'abord été interprétées comme les vestiges d'une carapace volcanique ancienne, antérieure à la mise en place des terrains éruptifs de profondeur du complexe. Pour Tomkeieff par exemple, le basalte d'Orval n'est qu'un morceau du toit de l'intrusion granitique [436]. Cette interprétation a été critiquée par différents auteurs et notamment par Black qui fait remarquer qu'aucun métamorphisme de contact ne jalonne en fait la bordure du granite [52]. A cet argument géologique reconnu exact par Bailey [27], peuvent s'ajouter d'autres observations d'ordre morphologique montrant que les coulées sont en réalité postérieures au complexe intrusif dont elles recouvrent la bordure.

1) Si les coulées s'étaient épanchées antérieurement à la mise en place du complexe intrusif, leurs limites d'érosion qui cernent les affleurements actuels devraient être affectées par le tracé des failles circulaires. Il n'en est rien. Certes la faille la plus externe, parce qu'elle s'accompagne d'une ligne de broyage se marque dans la topographie sous forme d'un sillon qui se suit depuis le flanc sud du Minishal jusqu'au col de Bhraigh Bhig entre l'Orval et le Fionchra. Mais sur chacune de ces deux dernières hauteurs, la couverture de laves se retrouve de part et d'autre de la faille, apparemment indifférente au passage de l'accident. Quant à la caldeira d'affaissement du Sud-Est de l'île, que limite la petite faille circulaire interne [C.J. Hughes 228] elle aurait dû, en dépit de son altitude, conserver au moins quelques vestiges de coulées grâce à son mouvement négatif. En réalité aucune trace n'est visible. Dans les deux cas, le dernier rejeu du complexe intrusif le long des failles circulaires, est donc antérieur au dépôt des laves dont les reliques ne peuvent pas être considérées comme les résidus d'un toit.

2) Les restes de coulées ont des épaisseurs variables d'un point à l'autre car ils reposent sur une topographie de versants, aussi bien à Bloodstone Hill où des mugearites recouvrent une surface inégale tronquant à la fois les grès torridoniens et les granites tertiaires, que sur le flanc nord de l'Orval où des basaltes sont plaqués sur les granites. Il y a une parenté évidente de relations morphologiques entre des contacts qui sont tous deux inclinés vers le Nord, comme si les laves avaient fossilisé la bordure septentrionale d'un massif granitique. Sur les bordures de l'Orval, le contact se suit parfaitement bien *(photo 39)*. A l'Ouest, où il est souligné par une rainure dans la topographie, sa pente est de l'ordre de 30°, valeur qui est justement celle qu'on observe sur les versants granitiques subaériens des environs. A l'Est, la surface de séparation entre les basaltes et le soubassement granitique est visible sur près d'un kilomètre grâce au dégagement par le gel quaternaire qui s'est attaqué surtout aux laves : elle est assez régulière dans l'ensemble, mais montre un ensellement marqué avant de remonter vers le Nord au Bealach a' Bhraigh Bhig. Le basalte de la partie nord-est de l'Orval fossilise donc un vallon en berceau creusé dans les granites et apparaît maintenant en saillie par inversion de relief. L'inversion est naturellement beacoup plus nette un peu plus au Nord, à la colline allongée de Fionchra car les laves reposent sur les sédiments gréseux ou argilo-gréseux du Torridonien. Il y a là un empilement de plusieurs centaines de mètres de basalte et de mugearite en alternance, jalonnant l'axe d'une ancienne vallée orientée ESE-WNW.

PHOTO 39. — *Le Fionchra et l'Orval (Rhum).*

Sur le versant ouest de l'Orval (à droite) se lit clairement le contact incliné entre le basalte (β) et le granite tertiaire (γ). Noter l'opposition dans le modelé des versants. Au fond et à gauche, le Fionchra avec ses coulées de laves superposées. Vue vers le Nord-Est et l'Est.

3) On peut, en effet, au Fionchra, tout comme à l'Ouest du Minishal utiliser le témoignage des conglomérats fluviatiles conservés à la base des formations volcaniques, ou plus exactement au sein des premières coulées, au-dessus des basaltes inférieurs altérés. Ces alluvions qui ont déjà été décrites en détail (p. 88) appartiennent au lit d'un ancien cours d'eau dirigé sans doute d'Est en Ouest. Or nous trouvons dans ces galets non seulement du grès torridonien et du basalte, mais aussi quelques éléments de granophyre tertiaire. Il est donc clair que non seulement la mise en place mais également la mise à jour du massif granitique sont antérieures aux premières coulées. Non loin du col Bhraigh Bhig, au pied du grand escarpement inférieur de laves du Fionchra, on peut même observer le basalte à texture fluidale reposer sur de grosses boules de granite aux contours émoussés mal cimentées par un tuf jaunâtre tendre d'origine volcanique; ce qui prouve qu'une décomposition superficielle du granite avait précédé les épisodes volcaniques.

Résumons-nous. Les observations morphologiques qui viennent d'être présentées ne font que corroborer l'idée de certains géologues britaniques (Black notamment) selon laquelle les restes de coulées du Nord-Ouest de Rhum, loin d'être les vestiges d'un toit du centre du complexe intrusif, doivent être considérés comme des fragments d'épanchements postérieurs à la mise en place des autres masses volcaniques. Ces coulées ont fossilisé à diverses époques par des laves qui sont tantôt des basaltes tantôt des mugearites, le flanc nord d'un grand massif granitique accidenté par quelques vallons, ainsi qu'une vallée creusée plus au Nord dans les grès torridoniens.

Compte tenu de l'épaisseur assez considérable des coulées — près de 140 m de mugearites à Bloodstone Hill, 170 m de basalte à l'Orval, 300 m de laves au Fionchra d'après G.P. Black — les superficies couvertes actuellement par les affleurements apparaissent étonnamment réduites : environ 2 km^2. Cette disparition quasi complète de laves appartenant pourtant au dernier épisode volcanique majeur (exception faite par conséquent des dykes), implique évidemment une puissante dénudation qui a nécessité un laps de temps considérable. Effectivement, les basaltes de l'Orval sont tronqués, comme nous allons le voir, par la plus ancienne surface d'érosion tertiaire connue à Rhum : la surface intermédiaire. La proximité du niveau de base et la persistance d'un mouvement positif d'ensemble de l'île n'ont pu que favoriser le décapage de la couverture des coulées. Ce soulèvement global qui a dû débuter dès la fin du Secondaire (puisqu'aucun sédiment postérieur au Trias n'est représenté à Rhum, alors qu'au voisinage à Eigg les couches jurassiques atteignent plus de 150 m d'épaisseur sous les basaltes) s'est poursuivi sans doute assez tard, si l'on en juge par l'altitude anormalement forte des aplanissements repérables à Rhum et par l'importance du creusement des vallées de taille pourtant modeste. Il est du reste assez significatif que les laves aient été découpées par un réseau orthogonal de petites failles tardives parmi lesquelles on peut retenir les beaux exemples qui tranchent le flanc sud du Fionchra suivant un tracé méridien ou subméridien. Si le jeu de ces petits accidents est indiscutable, aucun rejeu des grandes failles circulaires n'est concevable, comme le montre clairement la localisation des fragments résiduels de coulées à cheval sur la « ring-fault » la plus externe.

Les aplanissements

Grâce à l'Orval, nous pouvons constater sans la moindre équivoque que les basaltes accrochés sur le flanc nord du massif et les granites tertiaires sur lesquels ils reposent obliquement, sont nivelés conjointement par la topographie calme du sommet *(photo 39)*. Cette surface d'aplanissement se retrouve dans le reste de l'île sous forme de témoins réduits mais nets, tronquant, vers 550-580 m en général, des terrains fort variés — les péridotites au Barkeval et peut-être au Ruinsival, les gneiss au Leac a'Chaisteil — et jalonnant ainsi la demi-couronne des sommets de la partie volcanique de Rhum. Cependant, les plus hautes montagnes de l'île n'en font pas partie et les crêtes du Sud-Est, depuis le Hallival jusqu'au Sgùrr nan Gillean, semblent avoir échappé à tout nivellement. La surface s'arrête clairement au pied du Hallival du côté nord-ouest; elle borde l'Askival à l'Est par un magnifique banquette qui recoupe sur 500 m environ les bancs inclinés de péridotite et de gabbro.

Compte tenu de l'altitude d'ensemble, et de la position par rapport aux autres aplanissements en contrebas, il est raisonnable de faire de cette surface la « surface intermédiaire ». Comme à Skye, elle tronque les coulées de basalte sans niveler la totalité des terrains intrusifs du centre du complexe. La situation perchée et la taille réduite de ses témoins montrent bien qu'elle a été très profondément défoncée. Aussi est-il très difficile de dire si elle a été gauchie ou non par des mouvements de déformation tardifs.

Depuis Bloodstone Hill, on reconstitue bien l'unité d'un vaste dôme à moitié mangé vers le Nord-Ouest par les reprises d'érosion : son faîte très régulier qui se suit depuis le Sròn an-t-Saighdeir jusqu'au versant nord de l'Orval recoupe effectivement les granites au Sud, les basaltes au Nord. Mais s'agit-il d'un seul et même aplanissement bombé ou d'une simple topographie dérivée de la surface intermédiaire ? La question est impossible à trancher en l'absence de dépôts corrélatifs.

La surface écossaise est beaucoup plus largement représentée, surtout sur les plateaux gréseux du pourtour de l'île auxquels elle donne une réelle parenté morphologique. Le plateau de Mullach Mòr par exemple a un sommet subhorizontal qui tronque vers 280-300 m les bancs de Torridonien redressés à 10-20° vers le Sud-Est.

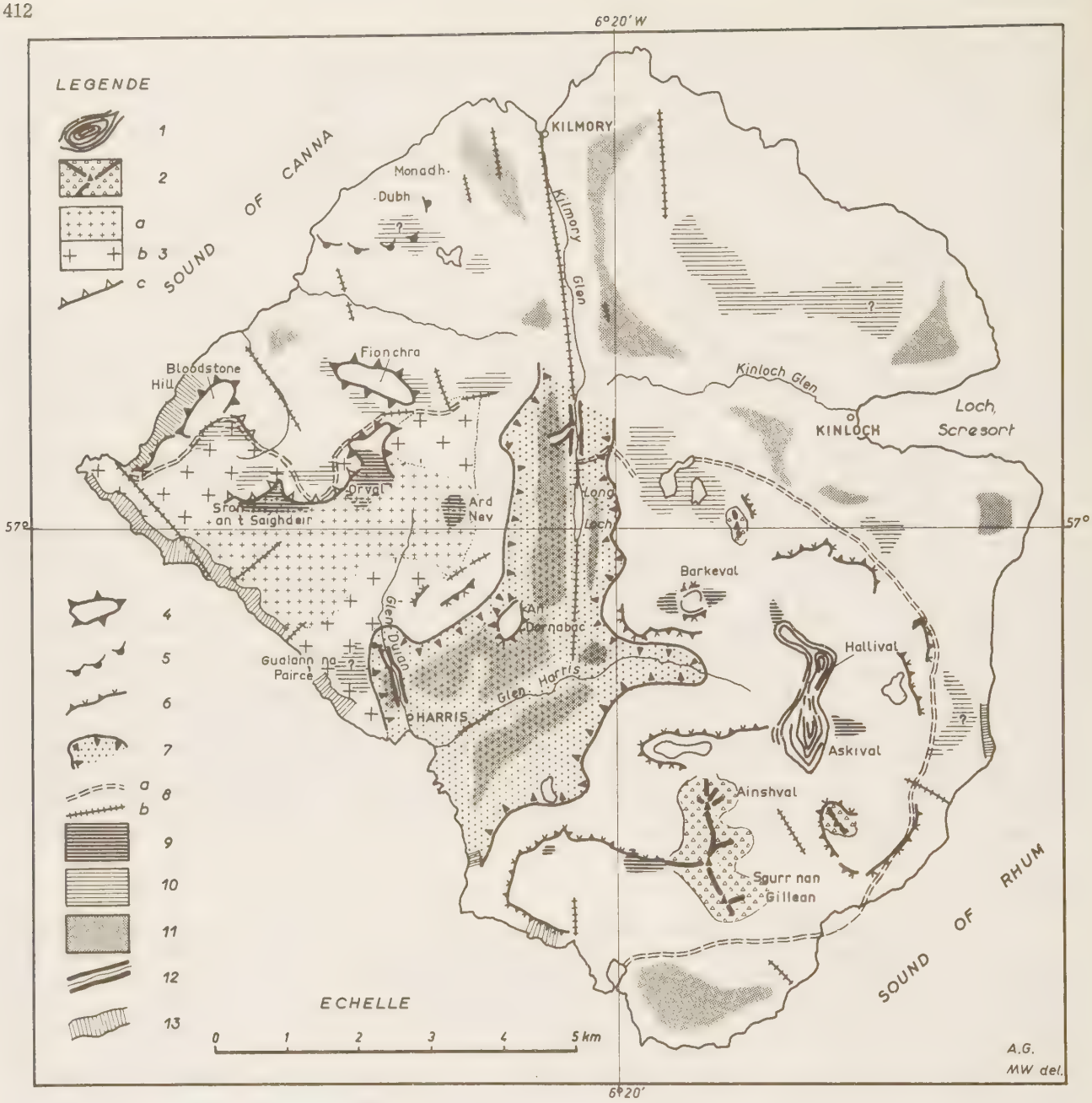


Fig. 134. — *Esquisse morphologique de Rhum.*

1 : crête à gradins (allivalite et péridotitte). 2 : montagne de felsite et crête simple. 3 : granite, a : en saillie, b : nivelé, c : escarpement. 4 : butte de couverture basaltique. 5 : petit bourrelet du Trias. 6 : autre escarpement (gabbro, grès etc.). 7 : alvéole d'érosion différentielle en roche altérable. 8a :grande faille semi-circulaire; 8b : principales vallées de ligne de faille. 9 : restes de surface intermédiaire. 10 : restes de surface écossaise. 11 : aplanissement pliocène : banquettes d'érosion. 12 : gorge à travers les alvéoles de roche pourrie. 13 : falaise de plus de 150 m de hauteur.

Cette topographie calme, sur la nature de laquelle aucun doute ne subsiste, se prolonge au-delà du Kilmory Glen à l'Ouest, sur le sommet du Sgaorishal. On la retrouve, toujours dans les grès torridoniens, marquant le Minishal d'un méplat sommital caractéristique. Elle s'avance enfin au Sud du Kinloch Glen sur la table gréseuse de Màm Tuath. Cet aplanissement a donc profité de la présence d'une demi-couronne de sédiments périphériques pour s'étendre dans toute la partie nord et nord-est de l'île. C'est grâce à lui, que le contact entre les plateaux sédimentaires et les montagnes volcaniques est si net; que la faille circulaire externe séparant les deux formations

acquiert un intérêt morphologique. La coïncidence avec la lithologie n'est toutefois qu'approximative et il s'en faut de beaucoup que les limites topographiques ne soient calquées sur celles de la structure. A l'Est du Loch Long, l'aplanissement mord assez loin sur les affleurements de roches volcaniques (péridotites, gabbros...) mais laisse subsister la colline de felsite de Meall Bhreac contre les flancs raides de laquelle il vient buter. Même contact brutal au pied du Fionchra, mais cette fois l'aplanissement est en retrait par rapport à la faille circulaire externe et sert de piédestal à une grande colline allongée de laves détachée sur l'avant-pays sédimentaire (1). Le modelé n'est pas sans évoquer — en plus petit et dans un matériel différent — celui des buttes du district d'Assynt dans la région côtière du Nord-Ouest du Mainland. C'est dire qu'on peut le considérer comme un relief d'inselberg. A quelques kilomètres au Sud-Ouest, s'observe du reste un beau knick au pied de l'Orval, mais la juxtaposition de deux roches très différentes de part et d'autre — grès torridonien et granite — l'utilisation du replat par un cirque glaciaire, rendent l'exemple peu significatif. Plus digne d'intérêt est le knick qui sépare dans le même matériel granitique le Sròn an t Saighdeir du fragment de plateau d'érosion qui subsiste en contrebas. Rhum ne fait donc pas exception à la règle qui veut que la mise en valeur des volumes montagneux soit le fait de la surface écossaise se terminant brusquement à la base des montagnes par un knick caractéristique.

Si l'on tient compte de l'abaissement très progressif d'altitude vers l'Est qui caractérise les plateaux gréseux du Nord-Est de Rhum — du Mullach Mòr au Meall a' Choirtein : 280 m à 215 m sur un peu plus de 2 km — on est obligé d'admettre que le plan incliné d'érosion, en l'occurence la surface écossaise, est assez fortement déformé vers la périphérie de l'île. Cette hypothèse est d'autant plus plausible qu'un abaissement analogue mais tourné en sens inverse marque le sommet des plateaux du Nord-Ouest, du Sgaorishal vers Monadh Dubh. Si l'on retient cette explication pour éclairer la diminution régulière d'altitude vers les côtes, la banquette non structurale qui borde nettement la côte orientale doit appartenir au même aplanissement. A ce dernier, on pourrait également rattacher le beau replat de Gualan na Pairce taillé dans les granites au Nord-Ouest de Harris vers 215 m d'altitude seulement.

De toute façon, la confusion avec le niveau d'aplanissement pliocène n'est pas possible, car ce dernier est nettement en contrebas et se localise comme à l'accoutumée le long des principales vallées sous forme de banquettes assez étroites. Comme la principale concentration hydrographique se fait vers le Sud-Ouest en faveur du Glen Harris, c'est dans ce secteur qu'il prend un développement un peu moins étriqué en profitant des affleurements de péridotite ou de gabbro plus décomposables. En effet, l'extension de ce niveau est conditionnée par la lithologie : sa présence dans les grès de la pointe sud de l'île le montre également. Aussi convient-il de le considérer comme une étape de la mise en valeur de la structure.

La mise en valeur de la structure dans le complexe volcanique.

Si la traduction morphologique du complexe volcanique de Rhum est si claire, c'est qu'elle a bénéficié de vigoureuses reprises d'érosion dans un matériel varié. Schématiquement, les racines du volcan apparaissent dans le relief actuel sous forme d'une grande couronne de montagnes ou de fragments élevés de plateaux incomplètement fermée au Sud-Ouest. Au centre de l'anneau, ou plus exactement de la portion d'anneau, s'étend un creux évasé au dessin semi-circulaire, drainé par le Glen Harris et ses affluents. Ce dispositif reflète doublement la structure, puisqu'il exprime à la fois les différences lithologiques entre la couronne et le creux et l'inclinaison des feuilles intrusives vers le centre du complexe. Néanmoins la tectonique ne jouant qu'un rôle indirect reste d'ordinaire au second plan; elle laisse la première place aux grands contrastes de résistance entre les roches ou groupes de roches, faisant de ce relief en structure volcanique l'équivalent du relief appalachien en structure plissée. Depuis le défoncement de la surface intermédiaire qui sert ici de point de départ pour l'évolution, l'érosion différentielle n'a cessé de profiter du démantèlement du complexe, même si quelques aplanissements ont marqué des étapes dans le creusement.

Heureusement, le mouvement positif de l'île n'a pas été trop violent et l'érosion n'a pas dégagé une structure trop profonde : le matériel est encore suffisamment diversifié pour donner naissance à des combinaisons originales.

Parmi les reliefs qui composent la couronne en saillie, il faut distinguer les fragments de plateau hérités de la surface intermédiaire des crêtes résiduelles qui, semble-t-il, n'ont jamais été réduites par un aplanissement.

Ces crêtes sont toutes localisées dans la partie méridionale de l'île, sur la bordure sud-est du complexe intrusif. Les unes ont des versants simples et symétriques. Le meilleur exemple nous est fourni par les montagnes qui vont du Sgùrr nan Gillean à l'Ainshval en passant par Goat Mountain : ensemble ramifié de crêtes pointues dont la couleur claire tranche sur la tonalité sombre des reliefs environnants, il a été exactement adapté à l'affleurement d'une épaisse feuille de felsite remplissant le centre de la petite caldeira interne du Sud de Rhum. Dans cette roche massive et homogène, à grain fin, on rencontre, outre quelques phénocristaux de feldspaths, une masse microcristalline grise. D'après HUGHES, la moyenne des analyses modales s'établit ainsi : masse micro-

(1) La coïncidence locale avec la surface infrabasaltique ne doit pas faire illusion.

cristalline : 68 %, plagioclases : 20 %, augite : 5 %, quartz : 3 % [228]. On pourrait donc classer cette roche parmi les « porphyres » (1). Sa résistance tient plus à sa texture et à son grain qu'à sa composition minéralogique, puisque le granite de Papadil qui apparaît en contrebas assez altéré en volumes géométriques a — toujours d'après Hughes — la même composition, mais un grain nettement plus grossier qui a favorisé la décomposition à partir des feldspaths. Les autres roches environnantes sont moins résistantes : ce sont surtout des grès torridoniens et des brèches explosives constituées de fragments de grès et de gneiss.

Avec l'ensemble Hallival-Askival, nous avons un autre type de montagne que nous pourrions désigner sous le terme de « crête à gradins ». C'est un alignement de hautes échines sombres au moins aussi étroites que les précédentes, mais dont les versants un peu dissymétriques sont découpés en escaliers par toute une série de ressauts structuraux *(photo 40)*. Les bancs redressés vers l'extérieur sont si nets et si continus qu'ils donnent parfois l'impression trompeuse d'un paysage sculpté dans une épaisse série de sédiments lités. Cette particularité morphologique s'explique par la présence d'une superposition de feuilles inclinées où alternent péridotite et « allivalite ». La seconde variété de roche a armé la première, car c'est presque toujours elle qui donne naissance aux abrupts, tandis qu'aux affleurement de péridotite correspondent les paliers intermédiaires *(photo 41)*.

Cette opposition est non seulement visible d'une feuille à l'autre, mais à l'intérieur des feuilles où certains lits clairs presqu'entièrement feldspathiques (anorthite) apparaissent en saillie, à côté des lits sombres ultrabasiques. Les flancs du Hallival peuvent servir d'exemple, parce que l'alternance des banquettes herbues plus ou moins recouvertes d'éboulis et des escarpements rocheux y est particulièrement schématique. La péridotite se reconnaît aisément à sa couleur sombre (légèrement verdâtre en cassure fraîche, mais rouille le long des plans de décomposition) et surtout à son aspect alvéolaire qui trahit une grande sensibilité à l'altération superficielle. Bien entendu l'olivine y domine largement, mais les pyroxènes et les cristaux clairs d'anorthite ne sont pas rares. Dans cette masse ultrabasique génératrice de débris terreux irréguliers en forme et en taille, s'intercalent des bancs rocheux gris-clair très riches en feldspaths dont l'épaisseur peut varier de quelques centimètres à quelques mètres. Leur matériel sain a surtout fourni des fragments anguleux grossiers aux arêtes vives, et parfois de véritables dalles. Le contraste des débris ne fait que souligner le contraste de résistance entre les deux types de roches. Les allivalites ont évidemment été avantagées par une composition minéralogique où les péridots perdent leur primauté — et parfois presque toute importance — au profit des feldspaths. La macrofissuration semble n'avoir qu'un rôle secondaire puisque la médiane du nombre de diaclases au mètre est plus élevée dans les allivalites (5-6) que dans les péridotites (4) ; ce qui tend à prouver une fois de plus que le système morphogénétique froid du Quaternaire n'a pas disposé du temps nécessaire pour remettre en question une échelle de résistance valable bien avant le début du Quaternaire et même avant le Pliocène (La crête, rappelons-le, domine la surface intermédiaire).

A ce modelé en gradins du Hallival s'ajoutent les quelques coupures effectuées à la faveur de dykes transversaux, mais ces creux étroits sont loin d'avoir l'importance qu'il revêtent au Blaven (Skye). Sur les flancs de l'Askival, les escaliers sont moins marqués surtout sur le flanc interne, car en plus des plans qui séparent les feuilles les unes des autres, existent de grands joints obliques fortement redressés à 60-70° vers l'extérieur du complexe et qui ont servi de plans de glissement pour les éboulis. Mais en revanche la grosse table sommitale doucement inclinée qui correspond à un banc feldspathique de près de 90 m d'épaisseur est d'une indiscutable netteté. Il est significatif que le sommet de l'Askival, point culminant de toute l'île, soit précisément constitué par un volume d'allivalite particulièrement épais et d'un seul tenant. En effet, la distinction entre péridotite et allivalite a un intérêt qui déborde de beaucoup le cadre du modelé de détail de certaines crêtes. Il ne faut pas perdre de vue que les roches ultrabasiques sont à placer au bas de l'échelle de résistance régionale. Si par endroits, elles occupent une position anormalement élevée dans la topographie, c'est justement qu'elles ont bénéficié de la solide armature que leur procuraient les feuilles d'allivalite. Si l'on considère l'ensemble du complexe laccolitique de roches ultrabasiques qui affleure dans le centre du secteur volcanique, on ne peut manquer d'être frappé par les violents contrastes qui opposent les bordures occidentale et orientale : toutes les montagnes sont localisées à l'Est alors qu'à l'Ouest n'existe aucune montagne digne de ce nom, mais seulement quelques collines isolées. Or Harker notait, il y a déjà cinquante ans, que les roches ultrabasiques sont plus riches en olivine à l'Ouest, en plagioclases à l'Est; que non seulement dans la partie occidentale, il n'y a pas beaucoup de roches feldspathiques, mais celles qui s'y rencontrent sont peu caractéristiques, car elles renferment une notable proportion de pyroxènes et par conséquent se rapprochent des gabbros ou des eucrites; enfin que les feuilles d'allivalite ont tendance à s'amenuiser et à disparaître vers l'Ouest [201]. Les derniers bancs feldspathiques repérables en allant vers l'Ouest coiffent précisément les dernières hauteurs importantes : le Trollaval et le Ruinsival notamment. Au-delà, il n'y a plus que quelques feuilles minces et isolées, comme celle qui arrive à la colline d'An Dornabac.

(1) Voici d'après le Geological Survey [161] l'analyse chimique de la roche à l'Ainshval (en %) :

SiO_2	71,5	MgO	0,6	TiO_2	0,6
Al_2O_3	12	CaO	2,3	MnO	0,4
Fe_2O_3	2,9	Na_2O	4,3	P_2O_5	0,1
FeO	2	K_2O	3		

PHOTO 40. — *Le sommet du Hallival*
avec son alternance caractéristique d'escarpements donnés par les feuilles d'allivalite et de banquettes données par les feuilles de péridotite. Inclinaison vers le centre volcanique à l'Ouest. Vue prise vers le Nord.

PHOTO 41. — *Détail de la topographie au sommet du Hallival.*
Les feuilles sombres de péridotite taraudée se distinguent bien des volumes plus massifs et plus clairs d'allivalite. Inclinaison d'ensemble vers l'ancien centre volcanique à gauche. Le mètre donne l'échelle.

Quant à l'inclinaison des feuilles intrusives vers le centre du complexe, elle ne joue en elle-même qu'un rôle assez secondaire, introduisant seulement une légère dissymétrie des flancs de crêtes : la pente des versants tournés vers l'intérieur est, en effet, bien supérieure d'ordinaire au pendage modéré (10-15°) des intrusions, en raison du profond creusement qui s'est emparé du cœur basique et ultrabasique du volcan.

Les témoins les plus caractéristiques de la surface intermédiaire sont conservés à l'Ouest de Rhum, dans les granites d'une intrusion relativement tardive qui a mangé la bordure occidentale du laccolite précédent. Par leur position topographique assez élevée comparativement à celle des autres roches volcaniques, ces granites tertiaires rappellent ceux des Red Hills (Skye). Comme eux, ils donnent généralement des reliefs en saillie, sans occuper cependant le sommet de la hiérarchie lithologique de résistance. Il est du reste intéressant de signaler que les roches des deux régions sont liées par bien des analogies pétrographiques et plus spécialement par la part dominante du quartz et de l'orthose, et par l'association graphique intime entre ces deux minéraux (texture granophyrique). Toutefois les granites de Rhum sont moins acides, car leur pourcentage de plagioclases est nettement plus élevé, ce qui se traduit dans les analyses chimiques par une proportion inhabituellement forte du rapport Na_2O/K_2O (v. plus bas).

Grâce à une étude détaillée des affleurements, Black a pu établir, il y a une dizaine d'années, une distinction intéressante entre les faciès du centre de l'intrusion et les faciès marginaux [54].

1) A la périphérie, du Nord-Ouest au Sud-Est, affleure un large demi-anneau de « graphophyre » roche très leucocrate à grain moyen, avec quelques phénocristaux de plagioclases et des petits éléments ferro-magnésiens dispersés (hornblende et accessoirement biotite ou augite). Cette roche qui est la plus courante est assez souvent traversée par un réseau fourni de diaclases qui diminuent sa résistance d'ensemble. Mais la massivité est variable d'un point à l'autre : sur le flanc sud-ouest du Minishal, la médiane des fissures ouvertes ne dépasse guère 6 au mètre; à l'Orval elle atteint 9; au Nord-Ouest de Harris, en bordure de la côte, elle est encore bien supérieure. En général, parmi les plans obliques qui s'entrecroisent, l'un domine nettement. Sur le flanc raide de l'Orval, celui qui s'abaisse vers le Nord-Ouest à 30-50° donne à la roche une allure litée en la découpant en grosses dalles et impose finalement au versant une pente régulièrement inclinée sur laquelle — à la différence des corniches de basalte au voisinage — les éboulis peuvent se maintenir jusqu'en haut.

2) Au centre de l'affleurement c'est une roche sensiblement différente qui est mise à jour : un microgranite à grain plus fin où le réseau de fissures est un peu moins dense, mais où les diaclases s'ordonnent assez souvent dans un plan voisin de la verticale en faisant ainsi réapparaître des escarpements sur les versants raides (ex. : cirque compris entre l'Orval et le Sròn an t Saighdeir, *photo 39)*. En ce qui concerne la nature pétrographique, la deuxième variété de granite est un peu plus acide que la première (1), bien que les proportions des différents minéraux ne soient pas fondamentalement différentes. Les plagioclases diminuent un peu d'importance et seuls demeurent parmi les éléments ferro-magnésiens la hornblende et l'augite.

Avantagé par son grain plus fin, par sa composition minéralogique plus favorable, et accessoirement par une macro-fissuration moins dense, le microgranite domine parfois les granophyres du pourtour, sauf au sommet de l'Orval proprement dit. Il est significatif par exemple que l'aplanissement écossais se soit développé essentiellement aux dépens des granites périphériques, en épargnant les volumes de microgranite du centre. C'est visible au replat du Gualann na Pairce. Mais au Sròn an t Saighdeir, le contact entre les deux variétés est plus saisissant encore car il a été exploité en paroi nord au Quaternaire froid. Sur les surfaces rocheuses des granophyres, il est bien difficile d'obtenir un échantillon réellement sain. La ferruginisation le long des diaclases, l'existence de cailloux arrondis plus ou moins taraudés, la présence d'une pellicule d'arène dans les creux, sont des signes d'une altération postglaciaire débutante qui ne trompent pas.

(1) Analyses chimiques :

%	Moyenne de 3 granophyres du SE de Skye, d'après Kennedy	"graphophyre", 800 y à l'Est de l'Orval, d'après Black	Microgranite, 2 400 y au Sud-Ouest de l'Orval, d'après Black
SiO_2	75,58	70,55	72,54
Al_2O_3	11,39	12,68	13,03
Fe_2O_3	0,82	2,94	1,96
FeO	1,65	2,09	1,39
MgO	0,73	0,78	0,32
CaO	1,69	1,12	0,97
Na_2O	2,46	3,92	4,04
K_2O	3,35	3,36	3,68
H_2O + 105°C	1,07	1,28	0,90
H_2O - 105°C	0,05	0,53	0,43

Si le sommet calme de l'Orval tronque encore indifféremment un dôme granitique et une table de basalte dont le contact n'apparaît guère que sur le versant *(photo 39)*, c'est que localement la surface intermédiaire s'est maintenue aussi bien sur la seconde formation que sur la première. Cette résistance des coulées non métamorphisées est assez exceptionnelle, car à Rhum le manteau de laves a presqu'entièrement disparu. Le basalte de l'Orval a été favorisé par sa position au flanc de la montagne dans un ensellement du granite, par son volume épais et homogène et par ses caractères pétrographiques, de texture notamment. En fait, il s'agit plus de dolérites ou de diabases ophitiques que de simples basaltes à olivine ordinaires, puisque les baguettes de labrador sont englobées dans les petits cristaux d'augite. La roche aux cassures fraîches de couleur bleu-vert, apparaît remarquablement peu altérée quoique traversée par un grand nombre de fissures (médiane au mètre = 13). Aussi les escarpements sont-ils beaucoup plus irréguliers que d'ordinaire dans les basaltes, avec de profonds redans empruntés par d'abondants couloirs d'éboulis. En revanche, les débris sains et anguleux à arêtes vives, ne sont pas mélangés à l'habituelle terre brune de décomposition. Naturellement ce matériel s'est montré sensible à l'action du gel sur les versants au Quaternaire froid. Il a davantage reculé que le granite voisin, de telle sorte qu'une encoignure assez profonde sépare maintenant les deux roches sur le flanc nord-ouest de l'Orval.

Les laves du Fionchra sont moins homogènes : elles comportent des alternances de basalte et de mugearite. A la première variété, correspondent des pentes irrégulières de couleur sombre; à la seconde, de beaux escarpements massifs gris-clair où apparaissent parfois des esquisses de colonnes. Cette topographie en escalier est parfaitement visible sur les versants nord et sud de la colline : au-dessus d'une masse de brèches et de tufs volcaniques plus ou moins bien cimentée, s'individualisent plusieurs gradins, parmi lesquels ressortent deux grands abrupts plus clairs constitués de mugearite. Cette dernière roche grise en surface mais sombre et un peu brillante en cassure fraîche, semble fort peu altérée. Elle ne libère par décomposition superficielle que des débris de petite taille et de forme très irrégulière alimentant des éboulis fins car aucune orientation préférentielle n'est visible dans les gros volumes rocheux d'apparence vitreuse. Les basaltes sont différents : leur structure fluidale est parfois nette et leur décomposition atteint plusieurs mètres par endroits. En dépit d'une texture souvent ophitique, ils sont dans l'ensemble plus décomposables que les mugearites qui ont bénéficié de la cohésion de leur pâte vitreuse d'oligoclase dans laquelle nagent de petits phénocristaux et des microlites de labrador et d'augite. A Bloodstone Hill, où cinq coulées de mugearite viennent buter contre le granite, on distingue parfaitement sur le versant oriental cinq escarpements superposés.

La résistance de ces mugearites nous permet de comprendre pourquoi Bloodstone Hill et le Fionchra n'ont pas été détruits par le développement de la surface écossaise et ont subsisté au-dessus d'elle comme reliefs résiduels. Il est vrai qu'il faut tenir compte également d'une position favorable — appuyée au massif granitique, dans des secteurs de divergence hydrographique — qui a épargné à l'aplanissement de base un défoncement par les reprises d'érosion ultérieures. Par contre, c'est en vain qu'on peut chercher les traces de la couverture basaltique dans le centre du complexe volcanique. Elle a pourtant très probablement existé là comme ailleurs; mais les proportions notables atteintes par le creusement dans le matériel décomposable des roches basiques et ultrabasiques n'ont pas permis aux aplanissements antépliocènes de s'y conserver.

L'évidement profond du centre du complexe intrusif a bénéficié de deux conditions très favorables : 1) un matériel dont le noyau très altérable de gabbros et surtout de péridotites contraste avec un couronne de terrains moins sensibles à la décomposition; 2) une disposition convergente des feuilles du laccolite réalisant une concentration naturelle des eaux — une sorte « d'impluvium » serions-nous tenté de dire —. Ce rassemblement hydrographique n'a pu que s'accuser avec les progrès de l'érosion différentielle; il a contribué à son tour aux progrès de la décomposition dans la région centrale.

Actuellement, malgré la timide réorganisation quaternaire du drainage aux environs de Long Loch, le bassin du Glen Harris reste le principal collecteur de l'île. La cuvette du Sud-Ouest de Rhum garde, avec ses longs plans inclinés d'allure convergente dérivés du niveau pliocène, une forme semi-circulaire très harmonieuse.

Les gabbros de Rhum, à l'inverse de ceux de Skye, ne jouent qu'un rôle modeste dans le relief et sont généralement nivelés ou en creux. Cette différence assez surprenante de comportement s'explique en partie par une composition minéralogique originale. Plus que d'authentiques gabbros avec cristaux de labrador comme à Skye, ce sont des roches à deux types de pyroxènes qu'on peut ranger dans la catégorie des « eucrites » en raison de leurs feldspaths très calciques (anorthite et bytownite) et de leur richesse en olivine. Ceux qui occupent le ring-dyke bordant la grande faille circulaire externe ont mieux tenu, mais désavantagés peut-être par leur teneur en biotite, ils restent néanmoins en contrebas des montagnes d'allivalite. C'est au Nord-Ouest d'Harris, qu'on saisit le mieux la place de l'eucrite dans la hiérarchie d'altérabilité, car la roche rentre en contact avec le granite tertiaire. A l'Ouest du mausolée dans un rentrant de falaise on peut observer une digitation de gabbro complètement pourri (avec quelques petites boules) qu'encadre du granite à grain fin resté sain malgré une division poussée par de nombreuses diaclases *(photo 42)*. Cette différence de sensibilité à la décomposition a du reste été utilisée par l'érosion marine qui a déblayé aisément les volumes de gabbro en laissant le granite en saillie : la pointe et le rentrant juxtaposés au Sud du mausolée sont des exemples éloquents à cet égard.

PHOTO 42. — *Détail d'une digitation d'eucrite pénétrant dans le granite, non loin de Harris (Rhum).*
L'eucrite (hauteur = 2 m environ) est complètement pourrie dans un granite encore sain.

PHOTO 43. — *Harris (Rhum).*
Le granite du Gualann na Pairce en saillie (moitié gauche) domine le bassin d'eucrite entaillé par la gorge du Glen Duian (au centre). Noter les hautes falaises de granite et le passage latéral de la plate-forme d'abrasion à la plage soulevée. Vue vers le Nord-Ouest.

Il convient d'ajouter que les gabbros ont été défavorisés non seulement par leur altérabilité propre, mais aussi par une position sous-jacente à celle des péridotites qui ne leur permettait guère d'affleurer qu'en étendues restreintes cernées de toutes parts par des roches ultra-basiques. Or ces dernières occupent indiscutablement le bas de l'échelle de résistance, et sont plus décomposables que les eucrites elles-mêmes. On peut s'en rendre compte au Sud d'Harris, à la jonction des deux roches : les gabbros sont soumis à une altération superficielle sans commune mesure avec celle qui atteint les péridotites voisines et provoquent la formation de cascades sur le cours inférieur de la rivière du Glen Harris. Dans les alluvions de ce cours d'eau, on peut d'ailleurs remarquer que, compte tenu de l'installation du bassin sur des roches ultrabasiques essentiellement, les péridotites sont sous-représentées dans la fraction grossière des galets. Trop décomposées, elles ont dû fournir une bonne part du sable. Les gabbros pour leur part, se retrouvent à l'état de galets, d'ailleurs arrondis et rugueux avec un contour ferruginisé ocre. La curieuse colline rugueuse d'An Dornabac qui surgit de manière insolite au milieu des pentes douces et unies de péridotite du bassin de Harris offre un témoignage intéressant, puisqu'elle coïncide avec un petit affleurement isolé d'eucrite. Sur les surfaces rocheuses nues, des « dos de baleine » qui s'inclinent doucement vers le Nord-Ouest, les interpénétrations de détail des roches basiques et ultrabasiques permettent même d'observer les différences de réaction à la décomposition postglaciaire; l'eucrite est restée à peu près intacte, tandis que la péridotite est toute mangée par de petits alvéoles de quelques centimètres de diamètre.

Ces micro-alvéoles — nous l'avons déjà dit — sont très caractéristiques des affleurements de roches ultrabasiques. Ils témoignent d'une grande sensibilité à l'altération et permettent de placer sans hésitation les péridotites au bas de l'échelle de résistance. La netteté du bassin d'érosion différentielle du Glen Harris est à mettre en rapport avec l'étendue des affleurements de péridotite, un trait original de Rhum dans la structure des Hébrides internes volcaniques *(photo 43)*. La seule interruption dans la couronne marginale de hauteurs coïncide précisément avec le développement d'une grande apophyse de roches ultrabasiques vers le Nord, au-delà de la faille circulaire, en contact direct avec le Torridonien. Il est vrai que l'influence de la faille méridienne du Long Loch — une des failles radiales de l'île — n'est peut-être pas à négliger. Mais au Sud du Minishal, l'examen des contacts nous oblige à constater que les péridotites, en dépit d'une macro-fissuration faible (médiane = 3 diaclases au mètre), sont non seulement en creux par rapport au granite voisin, mais même par rapport aux bancs de grès torridoniens pourtant très divisés. Elles apparaissent comme d'habitude toutes trouées par des alvéoles rapprochés qui ne laissent entre eux que des fines cloisons résistantes. Ce micro-modelé des surfaces rocheuses est à replacer dans une topographie chaotique faite de chicots et de creux disposés apparemment de façon anarchique. Les pentes qui bordent le sillon du Long Loch à l'Ouest nous en offrent de bons exemples. On peut remarquer que d'épais volumes d'altérites *in situ* subsistent çà et là sur les versants des croupes, mais sur les surfaces planes, toute observation est généralement impossible en raison de la présence du manteau tourbeux.

Le problème des gorges et des alvéoles de décomposition.

Heureusement, des gorges qui entaillent le niveau pliocène sur ces bordures de la cuvette de Harris mettent à notre disposition de bonnes coupes naturelles permettant de repérer, et au besoin de jalonner, de grands alvéoles de roche pourrie en terrain basique ou ultrabasique. Ces creux évasés de décomposition, dont la taille atteint plusieurs centaines de mètres, apparaissent d'autant plus mal dans les formes superficielles, qu'un manteau morainique les recouvre généralement. Le travail de dégagement des altérites par les cours d'eau est encore trop peu avancé pour que les alvéoles exhumés se traduisent clairement dans le modelé.

Immédiatement au Nord d'Harris, la gorge de Glen Duian entaille suivant un tracé méridien, le plan doucement incliné du niveau d'érosion pliocène surmonté par une mince couverture morainique de quelques mètres *(photo 43)*. La gorge dont la profondeur dépasse par endroits 15 m, est un peu dissymétrique, en raison de l'inclinaison des feuilles d'eucrite qui forment l'essentiel du matériel avec quelques dykes transversaux. Comme dans la gorge de Glenbrittle (Skye) dont la position par rapport à la montagne et au niveau pliocène est du reste absolument identique, l'état avancé de décomposition du gabbro sur toute la hauteur du versant fait des parois un ensemble de pans croulants. Toutefois au Glen Duian, la décomposition est moins totale et globale et les volumes de roche presque saine voisinent avec les volumes complètement pourris : des chapelets de boules alignés suivant les bancs d'eucrite sont matelassés par des lits terreux.

Tout se passe comme si l'altération avait pénétré surtout le long des plans de fissures principales qui séparent les feuilles entre elles. Mais, bien entendu, en dépit de son hétérogénéité le matériel a réagi comme un ensemble meuble facile à inciser, car peu de blocs sont de taille à dépasser la compétence d'un cours d'eau bien alimenté. Le creusement de la gorge a donc pu s'effectuer assez rapidement. Il est évidemment postérieur au niveau pliocène, comme à Glenbrittle. Mais ici aussi, il ne faudrait pas se hâter de conclure, compte tenu de la fraîcheur des formes *(v. photo 43)*, que la gorge est simplement postglaciaire. Le ruisseau actuel se contente le plus souvent de dégager plus ou moins imparfaitement, le matériel meuble en lavant les boules basiques d'origine locale et les petits blocs de granite dérivés de la moraine du haut du versant, mais il laisse subsister des parois entières de gorge couvertes de végétation presque jusqu'en bas. En aucun cas, on ne peut considérer le travail présent de

réaménagement de la base des versants — non négligeable certes car la roche est pourrie mais néanmoins assez modeste — comme responsable du creusement de toute la gorge. Si l'on veut préciser un peu les étapes, on dispose déjà du manteau morainique qui sur le haut des pentes s'incline vers l'axe du talweg. L'attaque du niveau pliocène avait donc débuté avant la glaciation, ce qui cadre avec les nombreuses observations faites dans d'autres secteurs écossais. Mais l'incision qui a largement mordu sur la roche en place sous-jacente s'est poursuivie postérieurement. Un précieux élément de datation nous est fourni par les larges vestiges de rivage ancien qui occupent la baie d'Harris : une haute plate-forme d'abrasion marine bien conservée passe latéralement à une magnifique plage soulevée encore occupée par un cordon de gros galets à façonnement typiquement marin. Vu l'altitude des témoins d'estran — plus de 30 m —, on doit rattacher ce rivage mort à la plage soulevée supérieure, contemporaine de la fin de la glaciation de vallées. A Rhum, la déglaciation a donc été plus rapide que sur les côtes occidentales du Mainland, puisqu'à cette époque le Glen Harris était déjà libre de glace. Or il est clair que la plage soulevée supérieure a bouché la partie inférieure de la gorge du Glen Duian en pénétrant un peu à l'aval *(photo 43)* avant d'être elle-même victime d'une dissection ultérieure. En d'autres termes, la plus grande part du creusement de la gorge a été réalisée en fonction d'un niveau marin relativement déprimé avant la disparition des derniers glaciers. Une fois de plus la responsabilité d'une active dissection incombe aux eaux de fonte et au ruissellement en ambiance périglaciaire.

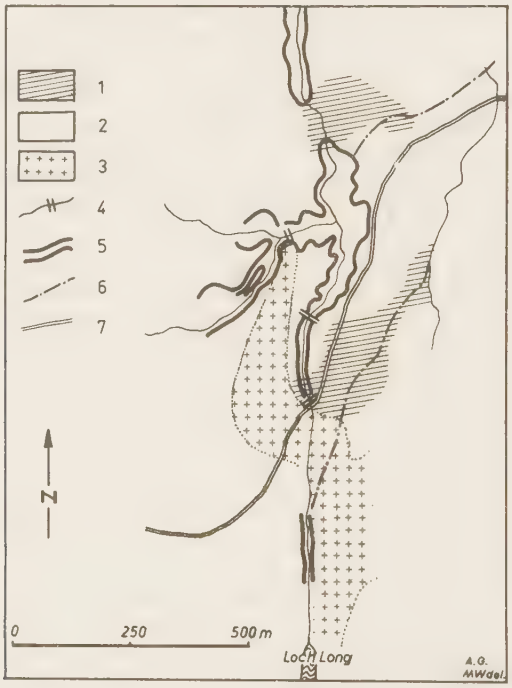


Fig. 135. — *Les environs du Loch Long et le centre de Rhum.*
1 : Torridonien. 2 : péridotite. 3 : granite et gneiss. 4 : hydrographie naturelle et cascade. 5 : parois de gorge. 6 : dérivation et chenal artificiel. 7 : chemin.

Dans la gorge de l'émissaire du Long Loch, au centre de l'île, on retrouve des éléments permettant de confirmer ces étapes du creusement. Toutefois l'intérêt principal de cette coupure naturelle ne réside pas là, mais plutôt dans la possibilité qu'elle nous offre de reconstituer des alvéoles de décomposition préglaciaires étroitement calqués sur les affleurements de péridotite *(fig. 135)*. Le talweg débute au sortir du petit lac par une entaille assez banale épousant la ligne de faille du grand accident Long Loch-Kilmory Glen, au contact du granite et des roches ultrabasiques. Si l'incision un peu dissymétrique n'utilise que très partiellement la zone de broyage dont la largeur dépasse 30 m par endroits, elle a commencé dès avant la glaciation, car la moraine de fond à nature argileuse occupe le sommet des versants entre les abrupts de roche saine en arrière et les parois proprement dites qui recoupent la roche en place brisée et altérée. Au-delà d'un seuil dépourvu de gorge dont l'emplacement correspond à un affleurement oblique de granite, démarre brusquement à l'aval d'une cascade en roche saine, une gorge incisant les péridotites pourries sur 5-6 m de profondeur. Autant qu'on puisse en juger par ces affleurements de roches ultrabasiques en meilleur état aux alentours, le cours d'eau suit d'assez près la limite orientale d'un alvéole de décomposition ovale long de 150 m environ. Après un rétrécissement passager apparaît un second alvéole dans les péridotites. De taille plus importante — plus de 300 m dans la

plus grande longueur et 100 à 120 m en largeur au maximum —, il est traversé au beau milieu par la gorge qui découpe des volumes de roche pourrie de 10 m d'épaisseur et davantage. La limite nord, à l'aval, est assez brutale : elle est constituée par une masse de grès torridoniens brisés mais peu altérés (1). Quand les péridotites affleurent de nouveau au-delà, dans le Kilmory Glen, des altérites de plusieurs mètres de profondeur réapparaissent. Un troisième alvéole est visible grâce à l'entaille effectuée par l'affluent principal R. G. venant de Monadh Mhiltich. Il mesure de 150 à 200 m et laisse voir un matériel pourri sur 6-7 m d'épaisseur mais reposant sur un plancher plus sain. Marquée par des cascades, une avancée transversale du granite vers le Nord forme la terminaison précise de cet alvéole à l'aval (2).

Il ressort de cette description que les alvéoles de décomposition qui trouent la surface de la banquette pliocène sont tributaires des affleurements de péridotite, mais en même temps sont étroitement liés au tracé du réseau hydrographique. Ce lien peut être à double sens : les roches pourries étant facilement entaillées par des cours d'eau qui favorisent à leur tour par une imprégnation continuelle en eau, la poursuite et le développement de la décomposition. Mais compte tenu de l'épaisseur des masses d'altérites, il n'est guère raisonnable — pas plus ici qu'au Glen Duian ou à Glenbrittle — de rapporter cette décomposition à la période postglaciaire. La répartition du manteau morainique est d'ailleurs très instructive à cet égard, tant sur les flancs des gorges de l'émissaire du Long Loch que sur le versant occidental du Kilmory Glen. Le drift, en effet, beurre la bordure des alvéoles à quelques mètres en contrebas des abrupts de roches demeurées plus saines, mais il se trouve maintenant en position perchée par rapport aux parois des gorges. Les alvéoles existaient donc avant la glaciation, mais ils n'avaient été exploités qu'imparfaitement au moment du dépôt de la moraine. La vigoureuse dissection qui a suivi n'est pas actuelle, car les parois couvertes de végétation aboutissent dans le bas à une terrasse d'éléments grossiers dominant le lit de 2 à 2,50 m. Le réaménagement présent ne concerne que l'entaille de la partie inférieure. Selon toute vraisemblance, il semble donc logique d'attribuer au creusement principal de ces gorges un âge voisin de celui du Glen Duian, c'est-à-dire contemporain de la dernière phase de déglaciation des vallées.

En résumé, les roches basiques et ultrabasiques tronquées par le niveau d'aplanissement pliocène ont été sujettes à une décomposition alvéolaire dès la fin du Tertiaire. Ces alvéoles ont guidé les reprises d'érosion des cours d'eau avant l'arrivée des glaciers, mais ont été partiellement bouchés par le manteau de moraine de fond. Il a fallu pour les remettre en valeur une puissante dissection résultant d'un concours de circonstances favorables : abondante alimentation en eau de fusion; faible déperdition sous climat froid freinant à la fois l'évaporation et l'infiltration (sol gelé); appel d'un niveau de base déprimé avant que le niveau marin n'ait subi la remontée glacio-eustatique. Le soulèvement glacio-isostatique qui a suivi a permis au creusement actuel de continuer l'œuvre d'exhumation sans que pour autant le travail soit achevé (3).

Les autres retouches du Quaternaire.

Mis à part ces phénomènes très localisés de profonde érosion linéaire en matériel rocheux ameubli, les transformations opérées au cours du Quaternaire concernent essentiellement l'évolution des versants, exactement comme à Skye.

Profitant d'une exposition nord favorable, le gel quaternaire a fait reculer à la fois les granites et les basaltes de l'Orval, mais à un rythme inégal (p. 416). Les plus beaux exemples de cirques sont localisés dans la partie sud-est de l'île sur les flancs des crêtes montagneuses, notamment à l'Est de l'échine Askival-Hallival. Le vaste cirque de Coire nan Grunnd en particulier, a bénéficié à la fois de son orientation vers l'Est et de l'inclinaison des feuilles intrusives vers l'intérieur. Le beau verrou qui limite son fond large et plat est surmonté par un arc morainique qui date du dernier stade de la glaciation locale et ressemble aux accumulations homologues des cirques des Cuillins à Skye.

Le climat périglaciaire qui a continué de régner sur les montagnes après la disparition des derniers glaciers de cirque a laissé quelques vestiges sous forme de sols géométriques morts d'assez grande taille. Ainsi non loin du sommet du Barkeval, dans la péridotite décomposable qui fournit à la fois des cailloux, et une fraction fine, s'observent quelques beaux exemples de cercles de pierre et de sols striés anciens. Sur le col qui sépare l'Askival du Hallival vers 600 m, on peut même noter côte à côte des formes figées de taille moyenne et des formes actuelles naines : les cercles de pierre dont le centre est couvert d'herbe ont un diamètre compris entre 40 et 100 cm; les cercles fonctionnels ne dépassent guère 20-25 cm. Dans les deux cas, les pierres provenant des dykes et des feuilles d'allivalite sont bien redressées. Sur le sommet calme du plateau granitique du Sron an-t-Saighdeir,

(1) Un petit barrage qui avait été construit à cet endroit n'a pas tenu, car il s'appuyait d'un côté sur les péridotites pourries qui ont été emportées. L'autre partie installée sur le Torridonien a résisté.

(2) Ces lignes étaient déjà écrites quand est parue une note de D. F. Ball signalent également la présence de ces altérites en place à la tête du Kilmory Glen [31]. L'auteur attribue à ces volumes désagrégés un âge évidemmnt préglaciaire. Il estime que leur élaboration s'est faite sous un climat subtropical à saison sèche marquée (type Afrique du Sud ?) ou bien sous un climat de caractère méditerranéen.

(3) Une dérivation artificielle de l'émissaire du Long Loch vers le Kinloch Glen bloque évidemment toute évolution à l'aval.

existent aussi deux générations de formes, mais elles sont toutes les deux mortes, car l'altitude n'est pas suffisante (500 m) pour permettre l'entretien de phénomènes périglaciaires actuels. A la plus ancienne, appartiennent de grands cercles dont le diamètre atteint 2 m de valeur médiane. Dans la couronne pierreuse se trouvent à coté des blocs, des dalles de granite redressées ayant jusqu'à 1 m de long. De grandes bandes de sols striés de plusieurs mètres de large, où alternent gros blocs et menue pierraille doivent dater de la même époque. La seconde génération est représentée par des cercles de 0,80 m de diamètre médian et par quelques sols striés fins.

Comme à Skye, les éboulis couverts de roches décomposables et d'une manière plus générale les talus morts de débris fins ont subi les effets d'un ravinement superficiel d'origine anthropique qui aboutit à une remise en marche de la terre de décomposition puis des cailloux (1). Entre autres exemples, signalons le flanc nord du Barkeval en matériel ultrabasique, les pentes d'eucrite et de péridotite qui dominent Harris au Nord, et surtout le versant méridional du Fionchra, où les ravins apparaissent comme des saignées rougeâtres dans la végétation des éboulis fins de basalte altéré.

Quant à l'évolution littorale, elle présente d'un secteur à l'autre des inégalités beaucoup plus frappantes à Rhum que dans les autres îles des Hébrides internes. En effet, la façade maritime tournée vers le Sud-Ouest, donc exposée aux vents dominants de tempête, bénéficie en même temps d'un fetch quasi illimité. En outre, sur plusieurs kilomètres, le tracé rectiligne de la côte dérive directement d'une grande ligne de faille recoupant l'intrusion granitique en fragilisant son matériel. A Gualann na Pairce, par exemple, le granite apparaît traversé par un réseau très dense de fractures disposées en tous sens. Ces plans de faiblesse qui ont guidé dans le détail l'érosion marine, ont favorisé le recul de la côte sud-ouest. La structure, le fetch et l'exposition ont donc étroitement collaboré pour faire de ce secteur côtier où le matériel est pourtant granitique, celui qui comporte les falaises marines les plus hautes et les plus spectaculaires *(photo 43)*. A Sgòr Reidh, elles atteignent 300 m; dans l'ensemble, elles dépassent largement 150 m. Ces valeurs prennent tout leur sens, si on les compare aux parois de quelques mètres, au mieux d'une quinzaine de mètres, des falaises irrégulières taillées dans les grès torridoniens de la côte nord-est. Il convient toutefois de préciser que les hautes falaises granitiques de l'Ouest de Rhum ne répondent pas entièrement à un façonnement actuel puisque des restes non équivoques de plate-forme d'abrasion perchée qui prolongent la plage soulevée supérieure de Harris, subsistent au pied : elles sont donc héritées d'un rivage de la fin de la dernière période froide.

b. Les îles basaltiques du pourtour.

Les petites îles basaltiques qui entourent Rhum dans un rayon de quelques kilomètres ne sont probablement que les ruines d'un édifice volcanique autrefois bien plus étendu. Selon toute vraisemblance, elles appartiennent à une ancienne couronne de plateaux de laves, centrée sur le complexe de Rhum : le dispositif rappellerait donc d'assez près celui de Skye, mais dans un état de démantèlement nettement plus avancé.

Comme pour les plateaux basaltiques de Skye, la dissymétrie d'Ouest en Est est frappante : à l'île d'Eigg fragment oriental de plateau élevé dominant la mer de 300-340 m et davantage, s'oppose à l'Ouest l'île plate et basse de Canna où la topographie dépasse rarement 120 à 180 m d'altitude. Mais pas plus qu'à Skye, on ne peut songer à faire intervenir un basculement global des régions marginales pour expliquer cette particularité, car l'ensemble a certainement été découpé par des failles qui ont favorisé la progression de l'érosion et la fragmentation de l'édifice. La meilleure preuve en est fournie par Muck : cette île dont l'altitude est généralement inférieure à 75 m, n'est séparée du rebord escarpé du Sud-Ouest d'Eigg conduisant à un plateau de plus de 300 m de haut que par un détroit de 4-5 km, le Sound of Eigg. Il est clair qu'entre les deux îles, le long du Sound, passe une grande faille d'orientation SE-NW, qui pourrait bien être le prolongement de l'accident bordier du Sud-Ouest de Rhum et pourrait même se poursuivre jusqu'à l'étranglement médian de Canna. Que les puissants empilements de laves d'Eigg (plus de 300 m par endroits) nettement basculés vers le Sud-Ouest voisinent avec les volumes réduits des coulées subhorizontales de Muck, nous semble un fait très significatif, un argument supplémentaire en faveur du passage d'un accident qui aurait évolué comme un escarpement de ligne de faille inversé. Les mouvements tectoniques ont du reste été assez variables suivant les époques, puisqu'au Nord-Ouest de Rhum, les îles basses de Canna et Sanday sont dépourvues de sédiments secondaires sous le basalte, alors qu'au Sud-Est, à Eigg, ces sédiments sont largement représentés. Il reste néanmoins un point commun à toutes ces îles : c'est leur position relativement déprimée par rapport au secteur de surélévation locale que constitue Rhum. Aussi ont-elles conservé une couverture de laves presque continue, contrairement à Rhum où les coulées de basalte ne subsistent plus que sous forme de fragments très réduits.

Les îles basses.

Parmi les îles peu élevées qui entourent Rhum, il convient de distinguer celles dont le modelé est essentielle-

(1) Avec la transformation de Rhum en réserve naturelle nationale en 1957, les pentes ont été presqu'entièrement abandonnées par les nombreux moutons qui les parcouraient (1200 en 1957 d'après l'opuscule de la « Nature Conservancy ». Mais les troupeaux de daims (red deer) aidés par des chèvres sauvages ont rapidement pris le relais dans l'œuvre de dégradation des versants.. Dès 1957, ils étaient environ 1 600. Actuellement leur nombre peut être évalué à 2 500 [321].

ment continental et celles qui constituent en grande partie de simples plates-formes façonnées par la mer. A la première catégorie appartient Canna; à la seconde Sanday et Muck.

Canna, île allongée d'Ouest en Est, se compose seulement de deux fragments de bas plateaux séparés par la dépression oblique de Tarbert. Cette simplicité topographique, elle la doit avant tout à la présence d'un aplanissement qui tronque par un plan doucement incliné vers l'Ouest, les coulées de laves de plusieurs blocs basculés juxtaposés. Seuls quelques sillons et vallées de ligne de faille d'orientation NW-SE ou NE-SW — la dépression de Tarbert en fait partie — issus d'une timide exploitation de la structure, rompent la monotonie de la surface tabulaire de l'île.

La morphologie des versants est plus variée. Elle montre le rôle prépondérant joué par les bancs de dolérite dans la topographie en « trap » de nombreuses pentes. Comme à Skye, les coulées et feuilles de dolérite ont servi d'armature aux basaltes en raison de la cohésion et de la texture qui les caractérisent. Elles se débitent souvent en colonnes prismatiques très régulières dont la section est généralement hexagonale d'après Harker [201], mais ce débitage congénital ne porte guère atteinte à leur massivité. Quant à la texture, elle est, inversement à celle du basalte ordinaire, marquée par une cristallisation tardive de l'augite autour des baguettes de labrador, et appartient donc au type ophitique. La rareté des dykes a également été un facteur de résistance pour les basaltes; elle explique la bonne conservation du niveau pliocène. Certes les laves sont recoupées par quelques failles transversales, mais la pauvreté des dykes est tout à fait remarquable. D'après Harker, cette particularité s'expliquerait par l'obstacle qu'auraient fourni les épaisses masses d'agglomérats volcaniques et de conglomérats situées en dessous de la couverture de laves. Une telle interprétation a le mérite de mettre en rapport de façon logique, les deux traits les plus originaux de la structure de l'île. L'intérêt morphologique des projections volcaniques et des alluvions fluviatiles qui les ont remaniées ne se limite pas à ce rôle indirect : elles présentent en outre l'avantage de montrer clairement l'existence de liens de parenté et peut-être de filiation, avec les dépôts similaires observés dans l'Ouest de Rhum. Comme au Fionchra, mais à une échelle beaucoup plus vaste, les accumulations visibles dans l'Est de Canna, sur la falaise de Compass Hill, témoignent d'un ancien façonnement par les eaux courantes : le litage et le classement des cailloux, l'émoussé des galets sont des signes retenus à juste titre par Harker. Le changement de nature lithologique signalé aussi par ce dernier auteur, mérite d'être pris en considération, car il permet une application fructueuse du principe de la sédimentation inverse. Dans les galets des conglomérats lités de la base de la coupe, les basaltes dominent largement, alors que vers le sommet, la prépondérance passe aux cailloux de Torridonien. Pour expliquer cette succession, le plus simple est d'y voir le résultat d'un décapage de la couverture basaltique du Nord de Rhum mettant à nu les séries gréseuses torridoniennes sous-jacentes. Les épanchements n'étaient pas terminés, puisque les alluvions sont interstratifées avec des laves au sommet de la coupe. Il faudrait du reste ajouter que, compte tenu de la diminution rapide des épaisseurs de conglomérats vers le Nord et vers le Sud, ces dépôts lités doivent jalonner une vallée d'orientation grossièrement Ouest-Est, donc voisine de celle de l'ancien talweg de Fionchra. S'il est imprudent de raccorder les deux témoins, car le hiatus mesure plus de 7 km, en revanche il n'est pas déraisonnable d'admettre que nous avons affaire à deux éléments d'un même réseau hydrographique dirigé autrefois vers le Nord-Ouest. On pourrait dans ce cas considérer la partie orientale de Canna, au même titre que le Fionchra, comme un exemple d'inversion de relief.

Sur les bordures de ce fragment de plateau basaltique qu'est l'île de Canna, la mer a laissé des traces perchées d'abrasion parfaitement distinctes. De tous les côtés, sauf au Sud-Ouest où le recul actuel a oblitéré les traits anciens, s'observe en effet, limitée en arrière par des falaises mortes bien conservées, une plate-forme rocheuse qui se raccorde au niveau de la plage soulevée supérieure de Tarbert. Sur la côte nord, la largeur de cette banquette ne cesse d'augmenter vers l'Ouest. Quand la mer stationnait à ce haut niveau (+ 25-30 m), l'île de Canna se trouvait scindée en deux parties par un détroit à la hauteur de Tarbert. Quant à Sanday, elle était presqu'entièrement submergée.

En dépit d'apparences communes, Muck ne ressemble guère à Canna. C'est une île plus basse, de forme plus trapue et surtout beaucoup plus irrégulière. Les multiples indentations de ses côtes, où apparaît clairement une orientation dominante NW-SE, s'expliquent indirectement par la mise à jour des coulées de basalte les plus profondes : de très nombreux dykes ayant traversé les sédiments secondaires sous-jacents affleurent ainsi à la surface au milieu des laves en fournissant des plans de faiblesse rapprochés qui seront exploités par la mer. Aux empilements successifs de Canna, fait donc place ici une organisation structurale plus complexe mais aussi plus fragile où dominent deux plans orthogonaux. Il faut gagner la partie occidentale de l'île de Muck pour retrouver la classique topographie en escaliers sur les flancs d'une butte sculptée dans des volumes plus épais de laves.

Eigg.

L'île d'Eigg est plus grande et plus élevée que les précédentes; elle est aussi plus intéressante. Avec ses grands escarpements de basalte dominant la mer, elle donne un peu l'impression d'un imposant vaisseau immo-

bile à la proue tournée vers le Nord. De ce côté, en effet, elle a une silhouette très caractéristique que lui confère le basculement d'ensemble de ses laves et sédiments sous-jacents vers le Sud-Ouest. Ce pendage répond à la tectonique indépendante d'un bloc qui a sans doute connu autrefois un soulèvement autonome en rapport avec une phase de volcanisme local. C'est du moins ce que semble suggérer l'existence de quelques intrusions acides et la présence de granite tertiaire dans des matériaux de projection [Harker, 201].

Les empilements de laves qui mesurent plusieurs centaines de mètres d'épaisseur ont évolué à la manière d'une grande cuesta tournée vers le Nord-Est, comme celle de Trotternish (Skye). Malgré la proximité de la mer, c'est bien d'un escarpement continental qu'il s'agit maintenant, car les basaltes et dolérites ont reculé en laissant devant eux une banquette convexe mais bosselée et irrégulière de sédiments jurassiques qui a elle-même été entaillée à la base par d'authentiques falaises marines discontinues. Le front de la cuesta proprement dite atteint ccuramment 200 m de commandement. Son profil simple est formé à parts à peu près égales d'une haute corniche rigide et d'un talus d'éboulis. Quant au tracé de la cuesta, fort peu festonné et conforme en gros au dessin de la côte, il se suit sur 7 km environ, d'Ouest en Est, puis du Nord au Sud. La surface infrabasaltique clairement visible par endroits le long de cette deuxième section s'abaisse régulièrement vers le Sud : vers Talm, elle est à 120 m d'altitude; près de Kildonnan, à 6 km plus au Sud, elle rejoint le niveau de la mer (soit 20 $^{0}/_{00}$ pour la pente Nord-Sud) en mettant fin à l'indépendance de l'escarpement de laves qui se réduit à une banale falaise marine.

En dépit d'un inclinaison générale des sédiments, de la surface infrabasaltique et des laves vers le Sud-Ouest, Eigg ne peut être considérée comme un simple morceau de cuesta, car le fragment de plateau qui occupe le Sud-Ouest de l'île est à peu près à la même altitude (290-320 m) que celui du Nord-Est (B. Bhuidhe). Il faut donc admettre que la cuesta n'est qu'une forme tardive d'exploitation d'une structure inclinée, développée à partir d'un aplanissement général du secteur. Il n'y a aucune peine à prouver l'existence de ce nivellement d'ensemble et à reconnaître l'identité de la surface d'érosion. Absente de la dépression médiane (Blàr) qui coupe obliquement Eigg du Nord-Ouest au Sud-Est, suivant une ligne de faille très probablement, elle est en revanche aisément discernable avec un peu de recul depuis le large, sur les deux fragments de plateau situés de part et d'autre, grâce au recoupement net des bancs de basalte par la topographie calme des sommets. Comme le niveau pliocène se retrouve en contrebas, aussi bien dans le passage de Blàr que le long de la côte Sud, il fait peu de doute que nous avons affaire à deux éléments de surface écossaise bien conservés sur les laves qu'ils ont tronquées.

Au reste, il s'ajoute un trait caractéristique du modelé de cette surface : la présence d'une butte résiduelle à flancs raides. Le piton d'An Sgùrr qui domine le fragment de plateau Sud-Ouest avec ses parois rocheuses abruptes et nues, et son knick extrêmement marqué à la base, répond tout à fait à l'idée qu'on se fait d'un inselberg. Sculpté dans une grosse masse de pechstein, il a été tour à tour interprété comme le reste d'une feuille intrusive composite [Harker 201] et comme une forme d'inversion de relief répondant au dégagement du matériel de laves acides ayant jadis comblé une vallée creusée dans les basaltes [Bailey 16]. Cette seconde hypothèse apparaît la plus plausible, si l'on tient compte des galets arrondis à la base de l'obsidienne et du dessin allongé et digité de l'affleurement de laves acides qui pourrait s'expliquer par la fossilisation d'une vallée et de ses affluents (1). Quelque soit l'origine du matériel, il importe de bien noter que le piton d'An Sgùrr n'est pas, malgré son apparence d'aiguille extrusive pelléenne, une banale forme structurale de construction volcanique, mais au contraire un relief résiduel épargné par l'aplanissement écossais qui a tronqué sur plusieurs kilomètres la plus grande partie des affleurements de pechstein et de trachytes.

Les hauts versants redressés qui bordent le plateau basaltique du Nord de l'île ont été sujets, tout comme leurs homologues du Nord de Skye, à des glissements de terrain d'ampleur variable. A l'extrémité septentrionale d'Eigg, sur le front de la cuesta de Talm, les formes, quoique caractéristiques, ne sont guère imposantes, car elles ont été limitées dans leur développement par le contre-pendage et occasionnellement par le frein qu'imposaient les assises gréseuses du Jurassique. De la même manière qu'à Trotternish, les glissements ont bénéficié de la présence de lits argileux de décomposition intrabasaltique et des plans lubrifiants fournis par les masses de shales du Corallien et du Bathonien. On y rencontre la même topographie chaotique faite de chicots pointus empâtés par les éboulis tardifs, mais à plus petite échelle.

Plus importants et aussi plus dignes d'intérêt sont les glissements de terrain qui s'avancent dans le Nord-Ouest de l'île jusqu'à Cleadale, en jalonnant un grandiose escarpement tourné *vers l'Ouest,* car ils posent un double problème morphologique : celui du type d'évolution du versant par affaissements en masse, et celui des conditions propres à créer ce genre d'évolution, autrement dit l'explication de la présence de cet étrange abrupt pouvant atteindre 250 m, qui mange le revers de la cuesta et constitue un des traits les plus surprenants de la morphologie d'Eigg *(photo 44)*. Si le premier problème est assez facile à résoudre, le second l'est beaucoup moins.

(1) Dans ce cas, le réseau hydrographique aurait eu, comme à Rhum et à Canna, une direction à composantes occidentales ou nord-occidentales.

Photo 44. — *Le grand escarpement basaltique de Cleadale (Eigg).*
Au premier plan, topographie chaotique de glissements de terrain. Vue vers le Sud-Est.

Les glissements de terrain de Cleadale qui se sont opérés à l'intérieur de la masse basaltique ont été favorisés en premier lieu par l'altération des laves ou mieux par les différences internes dans l'état et le type de décomposition d'un volume à l'autre. Comme dans beaucoup d'autres secteurs volcaniques écossais, les lits rouges argileux témoins d'une altération subaérienne ou hydrothermale contemporaine des épanchements, voisinent avec des altérites parfois épaisses provenant de la pédogenèse superficielle fini-tertiaire ou même quaternaire. Les sédiments sous-jacents du Secondaire fournissent en outre des volumes non négligeables de shales et de marnes argileuses. Il en résulte donc une grande abondance de produits argileux d'âges divers. Ces masses terreuses qui se diluent actuellement sous l'effet des pluies en rendant les chemins d'Eigg très boueux et difficilement praticables, ont constitué à la fin du Quaternaire froid un matériau de choix pour les affaissements des versants par paquets, en raison des disponibilités pléthoriques en eau de l'époque. Les plans de glissement étaient fournis par les volumes de basalte de préférence aux bancs de dolérite. En effet, les premiers sont fréquemment pourris dans la masse ou bien donnent naissance à de grosses boules emballées dans une pâte brune, tandis que les seconds, fragiles par leurs fissures, se débitent seulement en fragments anguleux.

A ces conditions générales d'altération du matériel s'ajoutent à Cleadale des conditions locales tectoniques particulièrement favorables aux glissements de terrain, à savoir un pendage assez marqué tourné dans le même sens que la pente du versant.

Toutes ces explications, aussi nécessaires soient-elles, n'en apparaissent pas moins insuffisantes car elles font appel à des causes secondes. La cause fondamentale des glissements de Cleadale est à rechercher dans l'existence de la grandiose muraille de 200-230 m de hauteur qui domine le hameau. Par la raideur de son imposante corniche, cet escarpement a créé un appel au vide qui a permis le déclenchement des phénomènes.

Bien haut pour sa longueur, il apparaît étonnamment rigide par son profil, étonnamment pauvre en éboulis *(photo 44)*. Découpé suivant un arc-de-cercle très régulier et largement ouvert à l'Ouest, il s'arrête brusquement au bout de 3 km vers le Sud. Mis à part quelques ravinements superficiels et l'incision lente de quelques torrents, l'accident apparaît dans l'ensemble figé. Tous ces caractères sont ceux d'une grande falaise morte appartenant à un rivage soulevé. Cette explication est la seule qui nous paraisse capable de rendre compte des faits; elle ne s'appuie pas seulement sur des arguments topographiques mais aussi sur la présence de dépôts marins élevés qui ont bouché une ancienne baie et sont visibles dans le rentrant de Camas Sgiotaig, immédiatement au NNW du hameau de Cleadale.

A Camas Sgiotaig, comme le long de la baie de Laig plus au Sud, subsistent de beaux vestiges d'un rivage ancien formé tantôt d'accumulations de gros galets, tantôt de plates-formes rocheuses d'abrasion. Cet ancien estran qui n'est qu'à quelques mètres au-dessus du niveau des hautes mers actuelles et qui correspond à la plage soulevée qualifiée d'inférieure en Ecosse, se retrouve d'ailleurs en bien des points de l'île d'Eigg, sur la côte nord de Rhum etc. Ici, il entaille nettement les grès du Jurassique et se trouve ainsi souligné par une falaise morte de quelques mètres, bien conservée. L'intérêt de Camas Sgiotaig réside dans le fait que le demi-cercle de cette falaise morte très typique recoupe non seulement les sédiments mais un épais placage d'alluvions marines perchées par dessus. Grâce à cette bonne coupe naturelle, on peut apercevoir un remblaiement de galets ayant jusqu'à 10 m d'épaisseur. Les galets sont bien émoussés et disposés généralement à plat, quelquefois en véritables lits dans une matrice de sable et de gravier. Naturellement, il est tentant d'utiliser ces restes de plage soulevée supérieure qui grimpent jusqu'à 30 m et davantage et se traduisent en arrière par un triangle bien plat, pour faire endosser à l'érosion marine la responsabilité de la création du grand escarpement de Cleadale et du même coup des formes de glissement qui sont au pied. Une difficulté subsiste néanmoins : entre le sommet de la plage ancienne et la base des éboulis à 75 m d'altitude environ, le raccord n'est pas visible, car il est masqué précisément par les buttes et collines provenant des effondrements en masse du versant. Il reste un hiatus de plusieurs centaines de mètres de largeur. Mais cette difficulté n'est pas insurmontable, car les glissements de terrain on dû continuer à fonctionner après le retrait de la mer dite « de 100 pieds » qui date — rappelons-le — de la fin de la glaciation de vallées sur le Mainland (1). Faire de l'escarpement de Cleadale une ancienne falaise marine aurait le mérite d'éclairer à la fois la genèse de l'accident topographique avec certaines de ses particularités (notamment le faible cubage des éboulis consécutif à un nettoyage à la base) et celle des glissements de terrain sollicités par un impérieux appel au vide dans des conditions structurales que nous avons définies plus haut.

Certes, on peut s'étonner de l'importance du travail fourni par l'érosion marine dans le Nord-Ouest d'Eigg, quand on considère le recul modéré de la côte au Sud-Ouest; mais dans ce dernier secteur, le basalte bénéficie de l'armature que lui offrent les volumes résistants de pechstein et de trachytes, en outre le fetch y est limité à quelques kilomètres en direction du Sud-Ouest, par l'abri de l'île de Muck. Aux environs de Cleadale la côte se trouve, au contraire, placée dans un faisceau étroit de fetch important (80 km) en direction de l'Ouest, sans être génée de ce côté par le voisinage de Rhum. Il est du reste très significatif que la bordure escarpée du B. Bhuidhe ne commence précisément qu'à partir de l'endroit où cesse la protection du bastion sud-ouest de l'île d'Eigg.

(1) A Camas Sgiotaig, des ravins anciens, morts ou réempruntés par des ruisseaux, entaillent le rebord de la plage soulevée supérieure.

Depuis le rebord du plateau du B. Bhuidhe, on constate que deux types de topographie de glissement coexistent : la plus fraîche est située en bordure même de l'escarpement et comporte des buttes pointues sur lesquelles ont dégringolé des éboulis tardiglaciaires; la plus ancienne disposée plus avant est constituée de collines aux formes douces plus évoluées, sur les flancs desquelles la solifuction est largement intervenue en étalant les débris fins. Nulle part, il ne nous a été donné d'observer un authentique manteau morainique recouvrant les volumes effondrés : les plus émoussés n'ont guère qu'une simple pellicule de head d'origine locale avec cailloux anguleux emballés dans une pâte terreuse mais sans blocs. Nous manquons donc de preuves pour affirmer que les glissements de terrain avaient débuté avant la dernière période glaciaire. Par contre, il est clair que les affaissements ont continué en milieu périglaciaire après le retrait de la mer de la plage soulevée supérieure. Les grands effondrements avaient cessé au moment de l'édification de la plage soulevée inférieure, puisqu'en arrière de la baie de Laig, des buttes de basalte pourri apportées par des glissements en masse, sont cernées par les accumulations marines appartenant au dernier rivage ancien. Elles émergent comme des îles et sont visiblement à moitié enterrées.

Actuellement, l'évolution des versants se poursuit au ralenti. De petites niches de décollement affouillées par les moutons se forment en bordure de l'escarpement de Cleadale sur le sommet du plateau, mais leur profondeur n'excède guère 1 à 2 m dans les basaltes les plus abimés. Quant au travail d'incision des torrents, il est encore remarquablement peu avancé : les cours d'eau se contentent de dégringoler le rebord du plateau par de longues cascades. Celui qui est à l'Est de Cleadale emprunte un ravin d'origine ancienne et n'entaille guère les roches altérées dans le haut que sur 4-5 m. Les petites falaises mortes de grès de la zone côtière nord-ouest sont elle-mêmes à peine incisées.

3. — L'OUEST D'ARDNAMURCHAN

(fig. 136).

a. L'originalité structurale

Comme Skye, la presqu'île d'Ardnamurchan se trouve placée à cheval sur deux unités structurales bien différentes : les socles et éléments de couverture ancienne du Mainland, la zone volcanique tertiaire des Hébrides internes. Dans l'une et l'autre région, on saisit très bien le passage progressif à un relief volcanique, grâce à l'envahissement de plus en plus marqué vers l'Ouest des intrusions et plus spécialement des feuilles intrusives inclinées (sills et cone-sheets). Cette particularité qui s'explique dans les deux secteurs, par une tendance marquée à un soulèvement ayant provoqué à la fois les efforts crustaux générateurs de fissures et de feuilles intrusives et le dégagement de la couverture de laves nécessaire à la mise à nu de la structure sous-jacente, est à peu près inconnue plus au Sud dans le complexe volcanique de Mull-Morven, où les mouvements négatifs l'ont emporté largement.

Il ne faudrait cependant pas se hâter de rattacher la partie volcanique d'Ardnamurchan au type structural de Skye. Les analogies qui viennent d'être signalées ne concernent que la zone orientale de bordure des terrains éruptifs de la péninsule.

Dans le domaine volcanique proprement dit qui occupe toute l'extrémité occidentale de la presqu'île se font jour, en revanche, d'indiscutables liens de parenté avec Mull, notamment la présence d'admirables structures annulaires. De nombreux « ring-dykes » schématiques mis en place et conservés par le mécanisme répété de la « cauldron-subsidence » font d'Ardnamurchan, comme de Mull, des terres privilégiées pour l'observation du type de « volcan écossais » défini par A. Guilcher [189].

En dépit d'un format réduit — la partie volcanique ne dépasse guère 15 km dans sa plus grande longueur ouest-est, 10 km de largeur maximale — Ardnamurchan possède une structure extrêmement variée qui se traduit souvent de façon très claire dans le modelé. Cette richesse du potentiel lithologique conditionnant elle-même la richesse de la morphologie d'échelle moyenne s'explique par la profonde originalité d'un dispositif structural qui tient à trois causes principales :

1) Le type d'intrusion dépend en partie de *la nature du matériel encaissant.* Si les laccolites et les sills qui étaient très fréquents à Skye et à Rhum sont remplacés ici par de nombreux anneaux subverticaux mis en place à l'emporte-pièce (ring-dykes), c'est que les roches encaissantes rigides se sont difficilement laissées pénétrer par les intrusions.

En effet, Ardnamurchan, de par sa situation marginale, s'est trouvé placé un peu à l'écart des grandes zones de subsidence du Secondaire, (v. chapitre II). Aussi la couverture sédimentaire y est-elle mince — 80 m pour toute la série, quelques dizaines de mètres le plus souvent — et les faciès détritiques de grès et de sables peu perméables aux masses intrusives occupent de surcroît une place notable dans le total. Le complexe volcanique rentre même en contact direct avec le socle rigide des gneiss moiniens sur une partie de sa bordure est, car

dans ce secteur les gneiss ont été presque totalement débarrassés de leur couverture sédimentaire avant même que ne se déposent les premières laves. Comme dans le Morvern, en face, de l'autre côté du Loch Sunart, les basaltes reposent fréquemment sur le socle sans interposition de couches mésozoïques ou avec une intercalation d'épaisseur très réduite. Cette érosion prébasaltique est à mettre au compte d'un soulèvement marginal qui implique le jeu ancien de la flexure sur laquelle se trouve placé Ardnamurchan.

2) Si l'on veut comprendre *les mouvements de subsidence répétés* qui ont caractérisé la partie occidentale de la péninsule, il faut bien faire appel à un rejeu marqué de cette flexure au Tertiaire. Comme à Mull, c'est la tendance persistante à l'affaissement qui explique à la fois les dispositifs en ring-dykes et la conservation de ces intrusions de moyenne profondeur, sans mise à jour d'infrastructures plus profondes. Les belles racines annulaires de volcans qui affleurent actuellement, supposent une érosion à un niveau moyen de la croûte. Il est significatif que les structures caractéristiques de « volcans écossais » soient localisées dans la partie occidentale de la péninsule, la plus déprimée. A l'Est, au contraire, les efforts de soulèvement se sont poursuivis au Tertiaire — de nombreux cone-sheets et quelques grandes failles tertiaires en témoignent — et ont abouti à un dispositif structural différent qui se traduit dans le modelé par un ensemble de formes distinctes.

La différenciation régionale repose donc sur un ample mouvement de bascule exhaussant l'Est et abaissant l'Ouest de la péninsule. Cette déformation, nous la trouvons enregistrée dans le secteur marginal oriental d'Ardnamurchan, comme dans l'angle nord-ouest du Morvern, par l'inclinaison des laves et de la surface infrabasaltique vers l'Ouest ou le Sud-Ouest.

Ainsi le socle qui à l'Ouest du B. Hiant n'est qu'à une centaine de mètres d'altitude se retrouve à l'Est de cette hauteur sous forme d'un replat bien marqué à la base des laves, vers 250 m. Cette montée du gneiss vers l'Est est brutalement interrompue par la grande faille contraire du Loch Mudle. Accident à regard ENE qui recoupe en plus des basaltes, les cones-sheets du premier centre volcanique de la presqu'île, il a permis la conservation dans un fossé d'angle de faille d'un volume de coulées qui peut atteindre 90 m d'épaisseur au plateau du B. Bhuidhe. Sur le flanc méridional de cette table, le contact des laves avec le socle se suit bien, car les croupes de gneiss se différencient nettement, par leurs formes convexes et leur couleur claire, de la corniche sombre de basalte qui la surmonte. La surface infrabasaltique onduleuse dans le détail, mais assez régulière dans l'ensemble, s'abaisse rapidement vers l'Ouest-Sud-Ouest : repérable à 130 m au-dessus de Glenmore à l'Est, elle n'est plus qu'à une soixantaine de mètres d'altitude à deux kilomètres plus loin. Les coulées de laves sont également inclinées dans cette direction, mais suivant un angle plus faible.

3) Un troisième facteur de complication par différenciation lithologique a été *la migration des centres volcaniques*. De ce déplacement des volcans, il résulte, exactement comme à Mull, un enchevêtrement inouï des intrusions, les plus tardives étant les plus continues, les plus anciennes les plus fractionnées. Mais la nature du dynamisme volcanique a elle-même varié entre temps. Les appareils situés à l'Est mis en place les premiers, témoignent d'un dynamisme relativement superficiel avec leur abondant matériel de projections lardé d'innombrables cone-sheets. En revanche, dans le second centre — celui du Sud-Ouest — des mouvements de sens opposé ont eu lieu, puisque les sédiments de bordure traversés par de nombreux cone-sheets et redressés au contact d'une grande intrusion de gabbro à hypersthène en forme de dôme, voisinent avec d'authentiques ring-dykes qui occupent la partie centrale de l'ancien édifice.

Avec le dernier volcan localisé au Nord-Ouest, la tendance négative l'a emporté nettement. L'édifice a été le siège d'un mécanisme répété de « cauldron-subsidence » ainsi que l'atteste sans la moindre ambiguïté un dispositif fait de ring-dykes concentriques sans cone-sheets ou presque.

Bien entendu, c'est dans les racines des deux derniers grands volcans qu'il faut rechercher les exemples les plus caractéristiques de la morphologie des volcans dits « écossais » si bien représentée à Mull. Sur la bordure est de la partie volcanique de la presqu'île, le modelé se rapproche davantage de celui qu'il nous a été donné d'observer à Skye au Nord-Est et au Sud-Est. Par sa morphologie structurale, comme par sa structure, Ardnamurchan participe aux deux grands types représentés dans les Hébrides internes.

b. Les aplanissements et la réalisation du relief « volcano-appalachien »

Quand on sait que l'altitude maximale de l'Ouest d'Ardnamurchan dépasse à peine 500 m, qu'aucune montagne digne de ce nom ne figure dans le paysage, que l'essentiel du relief est constitué par de médiocres collines et quelques éléments de bas plateaux, on peut douter de l'intérêt du relief volcanique de cette presqu'île.

Effectivement, plus qu'ailleurs dans les Hébrides internes, il est vain de vouloir rechercher ici les ruines des grandioses édifices du Tertiaire. Ce sont tout au plus des fondations qui subsistent. Pourtant ces racines de volcans sont prodigieusement intéressantes, car elle donnent une riche gamme de formes de moyenne échelle et permettent d'établir une hiérarchie nuancée de la résistance relative des roches éruptives. Le potentiel lithologique a, en effet, été habilement exploité grâce aux reprises d'érosion linéaire que la proximité du niveau de base répercutait rapidement dans presque tout le secteur. Contrairement à Skye et à Rhum, toute trace de

surface intermédiaire a disparu dans l'Ouest de la presqu'île. Quant aux aplanissements ultérieurs, ils n'occupent qu'une part réduite du modelé. Loin de géner les observations de morphologie structurale, ils servent d'utiles jalons permettant de repérer les étapes de la dissection des soubassements de volcans et soulignent plus qu'ils n'oblitèrent les contrastes lithologiques.

La surface écossaise.

La quasi-totalité du complexe volcanique a été nivelée par la surface écossaise qui laisse dans le paysage des vestiges peu étendus certes, mais aisément reconnaissables, car bien conservés dans les roches résistantes.

Depuis le sommet du B. Hiant d'où le regard embrasse la totalité du secteur volcanique d'Ardnamurchan, on constate que les hauteurs principales se répartissent en trois groupes distincts entre lesquels s'interpose un modelé plus déprimé fait d'échines et de cuvettes. Dans chacun des groupes, le dispositif topographique obéit à la même règle : des croupes relativement élevées dont les flancs sont souvent raides, se dressent sur le piédestal que forment des témoins d'aplanissement écossais recoupant un matériel résistant. Partout la distinction est facile entre les éléments perchés de plateau d'érosion et les reliefs résiduels qui les dominent. Au Sud-Est, dans le même volume des dolérites à quartz qui constituent toute l'ossature du relief des environs, sont taillés le piton du B. Hiant aux versants escarpés et les témoins d'aplanissement qui le flanquent de trois côtés. Au Centre, ce sont les volumes massifs d'eucrite qui ont permis la conservation de la surface écossaise autour du Meall nan Con et du Meall an Tarmachain, mais ces dernières hauteurs sculptées dans des roches de résistance moyenne — respectivement des agglomérats volcaniques et des gabbros à quartz — n'ont pas gardé aussi bien les pentes raides qu'elles devaient avoir à l'origine. Enfin au Sud-Ouest, le B. na Seilg formé d'un gabbro massif et l'éperon d'eucrite lui faisant suite vers le Nord, dominent de leurs flancs abrupts les lanières tabulaires qui les bordent un peu plus au Sud : étroits vestiges de plateau tronquant un matériel hétérogène (gabbro, sédiments secondaires armés par des cone-sheets de dolérite).

Compte tenu de ces éléments peu étendus mais typiques, parce qu'accompagnés de restes du niveau pliocène en contrebas, on peut assigner à la surface écossaise une pente d'ensemble assez marquée vers l'Ouest. L'altitude qui est supérieure à 300 m au pied du B. Hiant descend à moins de 250 m à proximité du B. na Seilg.

Cette pente n'est pas obligatoirement originelle; elle peut être le fruit d'un basculement tardif. En effet si l'on admet que le plateau du B. Bhuidhe, dont le sommet recoupe nettement les bancs de basalte, appartient à cette surface écossaise, on est obligé d'imaginer que l'aplanissement en question a subi au passage de la faille du Loch Mudle un décalage appréciable de plusieurs dizaines de mètres.

Le niveau pliocène.

A l'exception de quelques reliefs résiduels fort réduits, l'ensemble du complexe volcanique a donc été tronqué par l'aplanissement écossais qui a servi de surface de démarrage pour la mise en valeur d'un potentiel lithologique très varié.

Dans l'exploitation de la structure, nous retrouvons l'étape habituelle du niveau pliocène qui naturellement s'est surtout développé sur le pourtour, dans des roches de résistance moyenne ou faible.

Il est bien représenté autour de Kilchoan dans un matériel très hétérogène de sédiments secondaires et de gneiss traversés par des cone-sheets de dolérite. On le voit remonter vers le Nord-Est, au-delà de Camphouse, en profitant d'un intervalle pauvre en roches intrusives mais occupé par des basaltes effusifs altérables. Vers Ardslignish, il s'incline vers le Loch Sunart en nivelant à la fois la faille qui délimite le compartiment affaissé de la petite presqu'île, les basaltes de part et d'autre de cet accident et le Moinien en arrière. Sur la côte septentrionale, les bas plateaux des environs de Swordle et de Kilmory s'abaissent au contraire vers le Nord, en recoupant les feuilles de dolérite qui pénètrent dans le socle ou dans des terrains sédimentaires et volcaniques. Enfin au Nord-Ouest, le niveau pliocène s'est insinué à l'intérieur à la faveur de la cuvette d'érosion différentielle d'Achnaha-Glendrian qui occupe le centre du dernier appareil volcanique. Mais on retrouve des témoins réduits de cet aplanissement en bien d'autres endroits, soit en position déprimée entre deux échines (au Sud-Est d'Aodann par exemple) soit en position perchée sous forme d'un méplat caractéristique recoupant le sommet d'une colline en lanière (Druim Liath, éperon nord-ouest du B. nan Ord etc.).

Pareille disposition topographique implique nécessairement une reprise d'érosion ultérieure. De fait, il est clair que la mise en valeur de la structure a bénéficié du défoncement du niveau pliocène, comme elle avait bénéficié auparavant de la dissection de la surface écossaise.

C'est donc d'une véritable « résurrection » de l'ancien dispositif volcanique qu'il s'agit. Les volcans éocènes recoupés jusqu'à la racine par les aplanissements du milieu du Tertiaire n'ont commencé à reprendre vraiment leur place dans la topographie qu'à partir du Pliocène ou un peu avant, grâce à plusieurs reprises d'érosion différentielle. Pourquoi dès lors ne pas employer le terme de relief *volcano-appalachien* qui traduit assez bien, à notre sens, la genèse d'un modelé où actuellement comptent surtout les crêtes et les sillons ? Deux des trois conditions ordinairement retenues dans l'élaboration du relief appalachien classique sont réalisées ici : le

nivellement d'ensemble d'un matériel lithologiquement hétérogène; la remise en valeur de la structure par une ou plusieurs reprises d'érosion.

La troisième diffère. Les intrusions successives, circulaires ou arquées, remplacent les plissements et aux crêtes rectilignes et parallèles font place des crêtes courbes ou annulaires. Mais il est à remarquer que dans les deux types de relief, la tectonique ne joue qu'un rôle indirect. Ce terme de « relief volcano-appalachien » ne fait donc pas double emploi avec celui de « volcan écossais » mis en honneur par A. Guilcher à propos de son analyse morphologique de Mull [189]. Le « volcan écossais » désigne en effet « un appareil éruptif dans lequel les bords sont restés tectoniquement plus élevés que le centre ». En d'autres termes, un appareil dont l'effondrement central se traduit encore, directement ou non, dans l'organisation morphologique, ce qui n'implique pas un nivellement d'ensemble (encore que ce nivellement puisse exister dans certains cas). Un « volcan écossais » peut fort bien se réaliser aux dépens d'un matériel relativement homogène, tel que les basaltes du pourtour de Mull jalonnés par une cuesta à front externe. C'est dans la mesure où les racines de volcans réapparaissent avec toute leur complexité structurale, grâce à un dégagement nuancé opéré à partir des plateaux d'érosion, qu'on peut considérer Ardnamurchan comme le plus bel exemple de relief volcano-appalachien de Grande-Bretagne.

c. Les types d'organisation morphologique

Nous avons vu comment la localisation du complexe volcanique d'Ardnamurchan sur l'emplacement d'une flexure aboutissait à une différenciation de la structure. Cette opposition entre la partie orientale et l'extrémité occidentale se retrouve dans la morphologie.

A l'Est, dans des terrains inclinés où les contrastes lithologiques sont simples, les roches intrusives constituent l'ossature d'un modelé aux formes souvent dissymétriques.

A l'Ouest au contraire, l'organisation morphologique est beaucoup plus complexe, car elle dépend principalement des intrusions annulaires (ring-dykes), et par conséquent de la résistance relative des roches éruptives les unes par rapport aux autres.

Le secteur marginal de l'Est.

Dans ce secteur soumis à plusieurs reprises à un mouvement de surélévation et de bascule, la couverture sédimentaire a été en grande partie déblayée, laissant à nu de larges affleurements de socle gneissique moinien. La carapace des coulées de basalte elle-même est sérieusement entamée. Elle subsiste surtout au Sud, à la faveur d'un fossé d'angle de faille, sous forme d'un fragment de plateau isolé dominant lourdement les environs par inversion de relief : le B. Bhuidhe. Cet avant-poste des régions volcaniques qui ressemble plus aux plateaux de laves du Morvern lui faisant face qu'aux autres paysages d'Ardnamurchan, n'est pas très original. Son sommet calme qui recoupe sous un angle net les bancs de basalte inclinés vers le Sud-Ouest, dérive de la surface écossaise. Il se compose dans le détail d'une série de tables allongées du NNW au SSE et séparées par des sillons tourbeux de plusieurs dizaines de mètres de large. Le passage d'une unité à l'autre se fait par de petits escarpements tournés vers le Nord-Est, dont la corniche bien marquée sur 2 à 10 m de hauteur est bordée d'éboulis grossiers. Il est clair qu'à partir du plan d'aplanissement tronquant les coulées inclinées, des lignes de faiblesse orientées NNW-SSE et suivies ou non de dykes, ont été exploitées avant le Quaternaire puis utilisées de nouveau sur leur bordure par le gel de la période froide.

Les versants de la périphérie du B. Bhuidhe surprennent par leur manque de vigueur. Les corniches si développées d'ordinaire dans les pays basaltiques manquent ici de continuité et d'ampleur, à l'exception du côté sud qui domine le Loch Sunart. En dépit d'un pendage sud-ouest, les laves ne donnent vers le Nord-Est qu'un relief très timide qu'on ose à peine dénommer cuesta et qui en tout cas supporte difficilement la comparaison avec la cuesta du Morvern. Cette particularité s'explique par l'état très avancé d'altération du matériel. Partout où il est visible sur les flancs du plateau, le basalte est plus ou moins décomposé. Dans un ravin qui entaille le versant nord-ouest, on peut observer jusqu'à 25 m de roche en place entièrement gagnée par une exfoliation en boules. En surface, la décomposition est totale sur plusieurs mètres. Tout le long du versant occidental, il en est ainsi : des roches pourries sur une épaisseur importante subsistent en dépit du passage répété de la glace. Cette décomposition qui n'est évidemment pas postglaciaire mais peut remonter à une époque assez reculée a permis une dissection aisée par les ravins de bordure.

Comme le basalte repose sur les grès du Lias ou directement sur le socle, on est en droit de se demander si le recul des laves fragilisées par les altérations n'a pas conduit à une exhumation locale de la surface infrabasaltique sur les pourtours du plateau du B. Bhuidhe. En fait, les résultats d'une observation détaillée sont assez décevants, car les roches qui constituent le soubassement des coulées ne sont pas suffisamment résistantes pour avoir conservé des vestiges indiscutables de l'ancienne topographie. A l'Ouest et au Sud-Ouest, toute recherche est vaine, puisque le basalte est limité de ce côté par des failles. Sur la bordure méridionale, la topographie infrabasaltique n'est visible qu'en coupe et ne joue qu'un rôle dérisoire ou nul, car le gneiss sous-jacent en assez mauvais état s'intègre dans la pente d'ensemble du versant. Il faut aller plus à l'Est pour voir apparaître

une banquette, du reste assez modeste. Même sur le flanc nord, où la terminaison du basalte se traduit par un timide ressaut, le contact des laves avec les terrains sous-jacents se suit mal. Par endroits, les grès fins du lias ont été exhumés en un replat, mais sur quelques dizaines de mètres tout au plus; ils donnent néanmoins une idée du caractère onduleux de la topographie fossilisée par les laves. Comme le replat en question est assez souvent en position perchée, il serait bien imprudent de prolonger la surface infrabasaltique sur les plateaux de socle qui sont plus au Nord. Le gneiss n'est pas une roche très résistante dans la région : il se divise en de nombreuses plaques et s'effrite assez facilement. Ce fait qui peut paraître surprenant s'explique par un métamorphisme relativement peu poussé. Dans la péninsule d'Ardnamurchan, le tracé des isogrades du Moinien est à peu près méridien, et d'Est en Ouest, on constate une sensible diminution de degré de métamorphisme général des gneiss qui retentit sur la résistance du matériel et partant sur la morphologie. Il faudra donc considérer avec quelque scepticisme les reconstitutions hasardeuses de la surface infracénomacienne proposées par Linton dans le Morvern voisin [277], car le socle n'est pas obligatoirement apte à conserver les vieilles topographies, d'autant que des aplanissements tertiaires ont recoupé dans toute la région les gneiss aussi bien que les laves qui les surmontent. Pour en revenir au flanc nord du B. Bhuidhe, il est significatif que les surcreusements glaciaires, dont témoignent les lacs, se soient tous faits aux dépens du gneiss. Le seul endroit où l'on puisse avec certitude identifier un vestige important de topographie dérivée de la surface infrabasaltique est situé immédiatement en bordure du Lochan na Gruagaich : un replat large de 100 m se prolonge jusqu'à la base d'une pastille isolée de basalte.

Que la bordure occidentale du B. Bhuidhe ait évolué en escarpement de ligne de faille inversé à partir de la surface écossaise et aux dépens du gneiss moinien, est une preuve supplémentaire de la résistance très moyenne du socle dans le secteur. Par rapport à la grande faille du L. Mudle, l'abrupt a plus ou moins reculé suivant les endroits : dans les basaltes altérés, il est sensiblement en arrière de la faille et le profil mou ne fait que traduire une évolution du versant commandé partiellement par la solifluction : dès que des feuilles intrusives de dolérite apparaissent, le profil se raidit avec une corniche importante bordée d'un talus d'éboulis de gravité, et en même temps, le recul devient faible ou insignifiant. Il est donc clair que les cone-sheets de dolérite arment le basalte. Ce sont eux qui permettent au plateau de s'avancer vers le NNW sous la forme d'un éperon dont le flanc occidental est étroitement calqué sur la ligne de faille. La dolérite visible dans la région est une roche résistante et sombre de couleur gris-foncé avec parfois un éclat bleuâtre. Elle comporte de petites inclusions arrondies de feldspaths avec de minuscules cristaux brillants de quartz. Si, contrairement au basalte, elle a remarquablement résisté à la décomposition grâce à sa texture ophitique, en revanche elle est affaiblie par un réseau dense de fissures qui a été mis à profit par le gel quaternaire pour alimenter des éboulis fins et anguleux. Le tracé festonné de l'escarpement de ligne de faille ne peut donc pas dater seulement du Quaternaire froid, puisque la dolérite à quartz plus sensible à la gélivation que le basalte a pourtant moins reculé que lui : il s'agit bien d'un versant sinueux préglaciaire qui a simplement été retouché par le gel et par les glaciers. Ces derniers se sont contentés surtout de déblayer — imparfaitement d'ailleurs ainsi que nous l'avons noté plus haut — les volumes d'altérites de basalte et de gneiss. Comme les cone-sheets de dolérite sont disposés du SW au NE, obliquement par rapport à l'escarpement de ligne de faille inversé et à l'Allt Torr na Mòine qui le suit, il en est résulté un creusement de petits bassins dans les roches pourries et un dégagement de verrous dans les feuilles intrusives qui se prolongent plus à l'Ouest dans le socle sous forme d'étroites crêtes dissymétriques.

Ces reliefs isoclinaux où le gneiss joue le rôle de roche tendre par rapport aux feuilles de diabase, se retrouve à une échelle bien plus grande dans le secteur de bas plateaux situés au Nord et au Nord-Est du Loch Mudle. Il y a là tout un quadrilatère limité à l'Ouest par la faille du Loch Mudle, à l'Est par la vallée de l'Allt Ockle, au Nord par le rivage, où les cone-sheets de dolérite déterminent les traits saillants d'un relief de collines dérivé du niveau d'aplanissement pliocène. Inclinées vers l'Ouest, vers le premier appareil volcanique dont elles dépendent, ces feuilles donnent naissance à de petites crêtes fortement dissymétriques, dont les flancs raides sont tournés vers l'Est, mais dont les sommets biseautés s'alignent sur un plan d'altitude peu variable.

Le modelé est sensiblement différent au Nord et au Sud. Au Nord, en bordure de la côte, la mise en valeur de la structure a été plus poussée dans le détail, car à la proximité du niveau de base s'ajoutent des contrastes lithologiques bien marqués entre les sédiments secondaires ou les agglomérats volcaniques d'une part, les cone-sheets d'autre part. Il en résulte une multiplicité de petits ressauts isoclinaux. Les formes sont nettes, mais de petite dimension. En arrière, vers le Sud, les unités sont plus grandes et plus continues. Les sédiments ne jouent plus aucun rôle et les binômes les plus courants sont ceux qui opposent dolérite et projections volcaniques et surtout dolérite et gneiss.

Dans l'ensemble, les crêtes de cone-sheets expliquent par leurs alignements méridiens, l'orientation de l'hydrographie et les petits chapelets de lacs orientés. Les escarpements tournés vers l'Est, ont évolué jusqu'au Tardiglaciaire inclus, mais leurs corniches sont désormais bordées par des talus d'éboulis morts et figés.

Assez curieusement, ce paysage d'échines dissymétriques s'arrête brusquement à la vallée de l'Allt Ockle. A l'Ouest de cette rivière, la topographie est accidentée par la présence de nombreux cone-sheets qui traversent

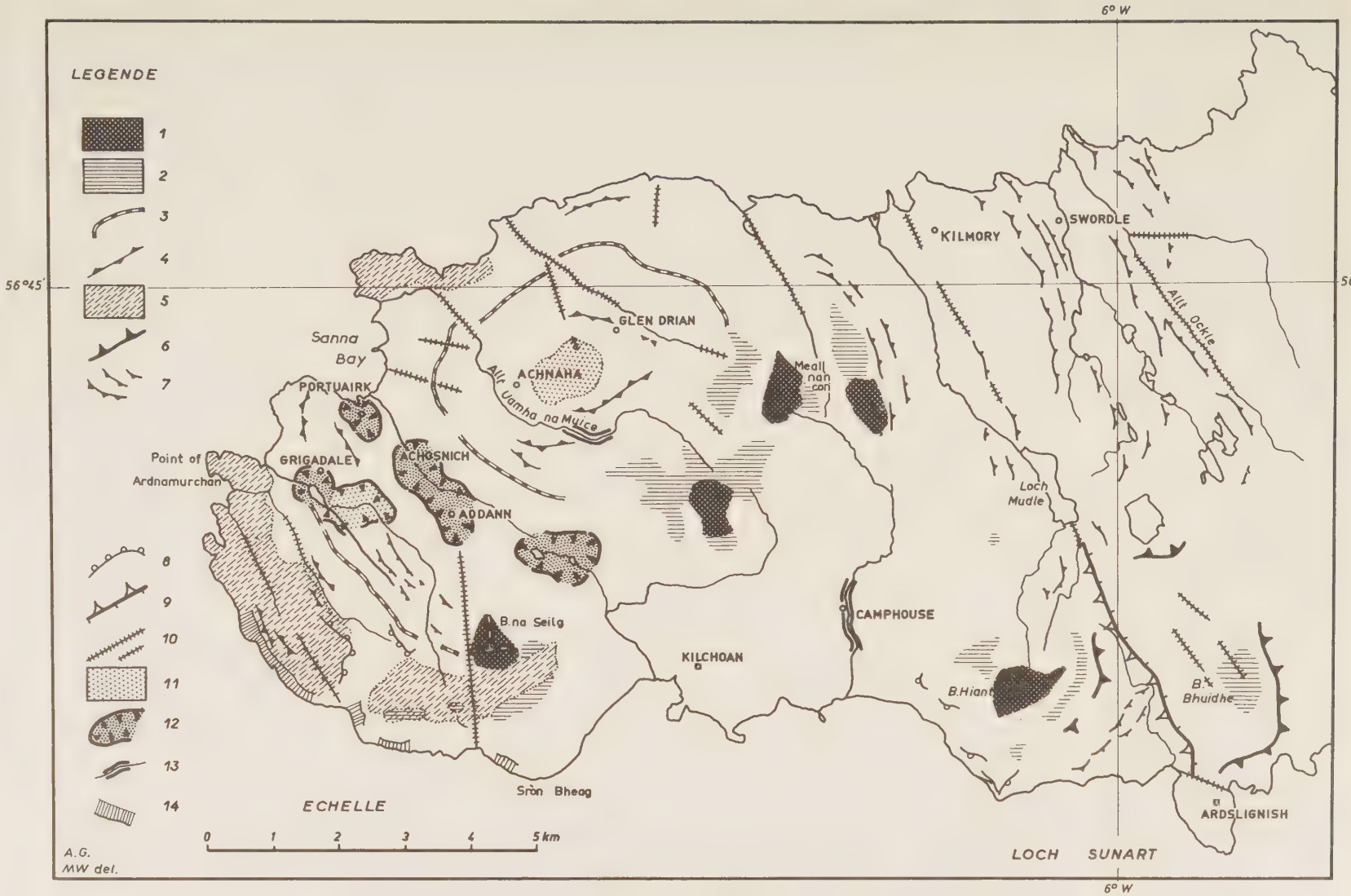


FIG. 136. — *Esquisse morphologique de la partie volcanique d'Ardnamurchan.*

1 : Reliefs résiduels au-dessus de l'aplanissement écossais. 2 : restes de la surface d'aplanissement écossaise; 3 : crête de ring-dyke d'eucrite. 4 : autre crête de ring-dyke. 5 : bas plateau côtier de gabbro à hypersthène. 6 : corniche de plateau basaltique. 7 : petites crêtes dissymétriques de cone-sheets. 8 : autre escarpement. 9 : escarpement de ligne de faille inversé. 10 : principaux sillons de ligne de faille. 11 : granites et tonalites en creux. 12 : alvéole d'érosion différentielle en roche altérable. 13 : gorge. 14 : falaise de plus de 80 m de hauteur.

le socle. Dans le gneiss rosâtre, l'apparition fréquente de taches brunes trahit un début d'altération et les volumes rocheux se débitent couramment en dalles ou même en plaquettes. A l'Est, le Moinien reprend son faciès habituel de roche massive et grise. La surface calme du plateau pliocène est presqu'intacte car il n'y a plus de cone-sheets pour introduire des plans d'hétérogénéité. Tout se passe donc comme si le gneiss moinien devait à un métamorphisme plus poussé d'avoir échappé à la pénétration par les feuilles intrusives. Le changement brutal reste néanmoins un problème. Compte tenu du tracé très rectiligne du sillon de l'Allt Ockle suivi sur plusieurs centaines de mètres par des dykes tertiaires et parallèles de surcroît à la ligne de la faille du Loch Mudle plus à l'Ouest, l'explication la plus plausible consiste à faire appel à une faille ancienne. Un rejeu récent n'est pas nécessaire pour expliquer les différences d'altitude entre les deux compartiments : un défoncement plus poussé du niveau pliocène à l'Ouest suffit. Certains cone-sheets qui se poursuivent au-delà de l'Allt Ockle ne sont d'ailleurs pas interrompus au passage de la vallée.

Ce rôle déterminant des dolérites à quartz dans l'ossature du relief, nous le retrouvons au B. Hiant. Un puissant culot de laves doléritiques occupant le cœur du volcan est resté en saillie par érosion des bordures du cratère constituées d'agglomérats et de lits de tufs intercalés. A cette inversion de relief assez classique, s'ajoute la mise en creux d'une intrusion plus ancienne de dolérites porphyriques, de telle sorte qu'actuellement, les dolérites occupent la plupart des points hauts et escarpements du B. Hiant.

En montant depuis le Sud-Est, ou l'Est, on rencontre successivement deux alignements de crêtes dissymétriques déterminées par des cone-sheets de dolérite, puis une dépression arquée plate et tourbeuse correspondant à l'exploitation d'une bande de gneiss profondément décomposé. L'apparition du basalte se marque par une rupture de pente (1), mais à quelques exceptions locales près, le versant garde une valeur modérée dans ces roches altérées qui se laissent facilement inciser par des gorges. Il faut arriver aux masses de projections volcaniques moins aisément décomposables pour avoir des pentes plus raides. Ces agglomérats assez grossiers armés souvent par des feuilles intrusives ou encore par des coulées de laves andésitiques vitreuses, ont un comportement variable d'un point à l'autre : tantôt brèches très dures se débitant en grosses dalles, tantôt masses mal consolidées, divisées par de nombreuses cassures irrégulières et libérant des cailloux. Quand ces projections ne bénéficient pas de la protection des intrusions doléritiques, elles occupent quelquefois une position déprimée : c'est le cas du creux évasé compris entre les deux croupes de dolérite cotées 1266 et 1023. Enfin, on atteint le sommet en franchissant les pans rocheux redressés à 55-70° qui découpent les volumes de dolérite à quartz du centre de l'ancien volcan. Ces escarpements bordés d'éboulis anguleux de taille modérée traduisent une division assez poussée du matériel : la densité médiane des diaclases est de l'ordre de 8-9 au mètre. Il y a tout lieu de penser que ces dolérites à quartz, roches à peine altérées, sombres à minuscules cristaux brillants, se sont montrées fort sensibles à l'action du gel quaternaire, ce qui ne les empêche pas de conserver une position culminante. Une fois de plus, nous avons la preuve que le Quaternaire froid n'a pas disposé d'un laps de temps suffisant pour modifier les traits majeurs du modelé.

L'intrusion de dolérites porphyriques qui affleure à proximité, forme au pied du sommet du B. Hiant, un creux prononcé occupé par une série de bosses convexes. Il s'agit d'une roche nettement plus décomposable que la précédente. L'altération qui débute généralement au voisinage des phénocristaux de feldspath, pénètre profondément dans la masse en libérant une terre brune de décomposition. Aussi les ruisseaux ont-ils pu inciser facilement ce matériel pourri sur des hauteurs dépassant 5 m et atteignant même 8 m en un endroit. On a peine à croire évidemment qu'une telle masse d'altérites soit postglaciaire !

Au total, il est clair que dans tout le secteur marginal du complexe volcanique d'Ardnamurchan, les dolérites à quartz occupent le sommet de l'échelle de résistance. La place des agglomérats est assez variable mais relativement élevée au B. Hiant. Par contre, le socle moinien a une position très moyenne qui peut surprendre. A la base de la hiérarchie, nous trouvons les basaltes des plateaux trop altérables et les sédiments secondaires sous-jacents qui ne subsistent presque jamais sans une protection de laves.

L'extrémité occidentale de la péninsule.

Dans la partie la plus occidentale d'Ardnamurchan, où l'essentiel du relief dépend de l'exploitation des ring-dykes, l'échelle de résistance des diverses roches est beaucoup plus nuancée qu'à l'Est. Aussi le problème de l'érosion différentielle, s'il est plus intéressant devient aussi plus délicat à résoudre. Pour pouvoir établir une hiérarchie à l'intérieur des différents types de roches éruptives, nous avons à notre disposition trois méthodes qu'il faut utiliser conjointement :

1) La plus solide consiste à examiner en détail les relations étroites qui lient la topographie à la lithologie. Les altitudes relatives sont souvent fort instructives, et ce genre d'analyse s'avère en général très fructueux, car le modelé d'Ardnamurchan traduit fidèlement une bonne exploitation des différences pétrographiques.

(1) La topographie infrabasaltique jalonnée par quelques grès du Lias et du Trias a été reprise par le niveau pliocène qui impose son inclinaison douce vers le Sud-Est.

2) Il convient néanmoins de contrôler ces observations par une étude systématique des coupes naturelles ou artificielles qui nous fournissent en même temps que la profondeur de décomposition, le type d'altération. Cette méthode n'est rendue possible que par l'imperfection du travail glaciaire de nettoyage des altérites. Elle nous a conduit à consigner dans un tableau récapitulatif l'essentiel de nos observations (p. 432-433).

3) Accessoirement, on peut faire appel à l'altération postglaciaire sur les roches polies, mais cet examen ne peut viser que les surfaces rocheuses en saillie, donc les roches assez résistantes, à l'exclusion des catégories trop décomposables qui n'affleurent que dans les creux tourbeux.

De la moitié de l'appareil qui subsiste à l'extrémité sud-ouest de la presqu'île, on peut déjà tirer bon nombre d'enseignements. En allant de la périphérie vers le centre du volcan, aux environs d'Aodann, on rencontre en effet, une série d'unités topographiques arquées — crêtes et éléments de plateau en lanières intercalés avec des sillons et des petits bassins — liées clairement à la structure.

Le demi-anneau le plus externe, constitué de gabbro à hypersthène (norite), n'est pas un ring-dyke à proprement parler, mais plutôt la bordure d'une épaisse feuille intrusive en dôme [M. K. Wells, 466]. Plus large qu'un ring-dyke ordinaire, il se traduit par une ceinture arquée de plateaux où la surface écossaise (B. nan Codhan) et surtout le niveau pliocène (Druim Reidh-dhalach et tables environnantes) se sont bien conservés. Il participe même à la constitution du relief résiduel du B. na Seilg, en donnant le volume saillant du sommet. La roche formée de gros bancs obliques traversés par des diaclases perpendiculaires a d'ordinaire un grain moyen ou grossier. En cassure fraîche, elle apparaît grise et tachetée par les gros cristaux clairs des plagioclases. Sur les bordures, elle peut se transformer en une véritable dolérite à quartz à grain fin. La résistance assez bonne de ce gabbro tient moins à sa composition minéralogique ou à sa texture qu'à sa massivité : ce sont avant tout les variations dans la fissuration qui semblent commander les variations d'altérabilité. En général la roche est assez massive : au Sud-Est de Point of Ardnamurchan, la densité médiane des diaclases se situe vers 4-5 au mètre. Mais cette valeur ne saurait être considérée comme représentative de tout l'affleurement, car la densité des fissures est variable, de telle sorte que des roches polies presqu'intactes bordées d'escarpements raides de plusieurs mètres peuvent voisiner avec des volumes rocheux arénisés sur un mètre d'épaisseur et accompagnés de quelques boules résiduelles. Bien entendu, le défoncement du niveau pliocène s'est fait de préférence le long des zones fissurées. La présence de collines dissymétriques de dolérite à quartz dominant en quelques endroits la topographie bosselée du gabbro à hypersthène (ex. : Point of Ardnamurchan) montre clairement que la seconde roche se place en dessous de la première dans l'échelle de résistance régionale.

Le ring-dyke qui suit, se traduit assez fidèlement dans la topographie par un étroit sillon arqué qu'occupent de petits lacs allongés et des tourbières (1). Cette position en creux peut surprendre de la part de la dolérite à quartz, mais cette roche n'a pas ici ses caractères habituels : elle est traversée par de multiples veines de granite qui rendent le matériel plus hétérogène et, grâce à l'augmentation du nombre de fissures, plus altérable et même plus sensible au gel.

Immédiatement au-delà d'une bande de gabbro à quartz participant au sillon précédent, s'individualise très nettement dans le modelé une étroite crête d'eucrite qui se suit de façon continue depuis le Loch Grigadale jusqu'au B. na Seilg en passant par la longue échine du B. Nan Ord.

La seule interruption notable provient d'une grande fracture radiale tardive qui sépare le B. na Seilg du B. Nam Ord. Cet accident méridien qui s'accompagne d'un sillon visible jusqu'à la mer, est responsable de la terminaison brutale de B. na Seilg à l'Ouest. Des failles analogues existaient déjà au moment de la mise en place de l'eucrite, puisque cette dernière pousse vers le centre du volcan des apophyses radiales, dont l'une se traduit dans la topographie du B. na Seilg sous forme d'un haut éperon à bords raides. Ce ring-dyke d'eucrite en saillie a bénéficié de l'homogénéité et de la massivité des roches à texture fine ou moyenne qui le composent. Les surfaces rocheuses n'ont pratiquement subi aucune décomposition depuis la disparition des glaciers.

Bien différents sont les gabbros à quartz qui occupent la plus grande partie du centre du volcan. On peut constater d'après le tableau qui figure à la page suivante, qu'ils sont fréquemment sujets à une décomposition poussée et profonde. Aussi le cœur du volcan apparaît-il dans l'ensemble assez déprimé dans la topographie par rapport à la demi-couronne qui subsiste au Sud-Ouest. Mais en fait, un examen détaillé montre que le comportement morphologique de ce type de roche est assez variable et que le mode d'altération n'est pas partout le même, car les affleurements ne correspondent pas à une intrusion homogène mais bien à plusieurs ring-dykes accolés d'âge différent ayant parfois leurs caractères pétrographiques propres. La présence d'une série de cone-sheets de dolérite ne fait qu'ajouter à la complication. L'exemple du B. Bhuidhe est très caractéristique à cet égard. Cette haute colline convexe est constituée par un gabbro, massif et résistant à grain assez fin. Les roches moutonnées du sommet et du versant sud-est sont pratiquement intactes. Le gel du Quaternaire froid a exploité le contact entre le gabbro et les minces cone-sheets de dolérite, de telle sorte que dans les éboulis tardiglaciaires se retrouvent côte à côte de gros blocs de gabbro et des blocs plus petits et plus anguleux de dolérite. Exacte-

(1) Sauf au Nord, où la colline à bords escarpés du Sgùrr nam Meann traduit d'après Richey et Thomas, une induration locale du matériel par thermo-métamorphisme [375].

ment comme au Blaven (Skye), les feuilles intrusives se sont donc montrées un peu plus gélives et plus fragiles que le gabbro au Quaternaire, mais en revanche elles ont constitué dans les systèmes d'érosion préglaciaires une armature résistante. En gagnant l'éperon coté 475 qui fait suite à la colline, on voit apparaître des signes de désagrégation postglaciaire sur les surfaces rocheuses qui prennent un aspect rugueux. Pourtant le gabbro à quartz reste très massif (densité médiane des diaclases : 3 au mètre), mais le grain devient plus grossier, la texture plus hétérogène. La décomposition progresse à partir des minéraux ferro-magnésiens rassemblés en amas et donne naissance à des plages superficielles d'arène et même à des petits creux évasés recouverts de tourbe. En contrebas, sur la bordure du Loch Grigadale, la décomposition atteint des proportions encore plus grandes, et les masses de roche pourrie de plusieurs mètres d'épaisseur deviennent chose courante (v. tableau p. suivante) : nous sommes sur la bordure d'un alvéole de décomposition qui s'est surtout constitué aux dépens d'une masse de granite tertiaire. Si nous nous limitons pour le moment aux affleurement de gabbro à quartz, nous pouvons y déceler l'existence de trois grands alvéoles plus ou moins bien exploités par le passage de la glace. Le premier centré sur Achnosnich et fermé à l'aval par l'anneau externe d'eucrite du volcan le plus tardif d'Ardnamurchan, ne communique pas avec la petite cuvette de gabbro à biotite pourri de Portuairk. Le second situé au Sud-Est, au-delà d'un seuil rocheux transformé en verrou vers Aodann, se développe autour du Lochan na Crannaig. Le dernier, celui de Garbh-dhail, est bien moins schématique que les deux autres, car il est accidenté par les crêtes et barres dissymétriques des cone-sheets de dolérite.

Si, en dépit de leur massivité, les gabbros à quartz sont en général assez altérables à cause de leur texture hétérogène et de leur grain, ils n'occupent pas cependant la base de l'échelle de résistance : les granites tertiaires sont nettement plus vulnérables qu'eux. La preuve nous en est administrée par le magnifique petit alvéole de décomposition de 700-800 m de côté sculpté très exactement dans les limites d'un affleurement de granophyre. Cette petite cuvette évasée au fond tourbeux, est bordée de tous les côtés par des collines rocheuses, sauf au Nord-Ouest où elle rejoint vers le lac de Grigadale un creux exploité dans du gabbro à quartz. Elle constitue, sans conteste, le secteur intérieur le plus déprimé de tout le second appareil éruptif d'Ardnamurchan. On est d'autant plus surpris de constater, sur la bordure nord-est de l'alvéole, que la roche qui affleure en dessous des volumes massifs de gabbro altéré est remarquablement saine. Grise, à grain fin, elle est cependant intensément fissurée (médiane au mètre : 10 diaclases). Mais cette roche qui se rapproche des felsites n'est pas représentative de tout l'affleurement; elle ne constitue qu'un faciès marginal, car la taille du grain augmente au fur et à mesure qu'on s'éloigne du contact. Malheureusement, le manteau de tourbe nous cache complètement la partie la plus intéressante. On demeure donc perplexe devant le comportement d'un granite caractérisé par sa texture micrographique et sa pauvreté en minéraux ferro-magnésiens (augite) et on ne sait pas si l'on doit attribuer sa faible résistance au dense réseau de fissures qui le traverse.

En tout cas, les différences de composition minéralogique et chimique ne sauraient rendre compte à elles seules des places respectives occupées par les roches dans le modelé des racines du second volcan. Certains minéraux peuvent jouer un rôle capital; ainsi la présence de biotite dans le gabbro se traduit par un affaiblissement marqué et un accroissement très net de la sensibilité aux actions chimiques de décomposition (ex. : Portuairk). Mais il faut reconnaître qu'il n'y a pas ici de corrélation simple entre la résistance des roches et leur composition. On est même surpris de constater que les catégories les plus acides sont déprimées par rapport aux variétés basiques (1). C'est dire l'importance de la texture, de l'homogénéité, et de la macro-fissuration. Par

(1) Voici à titre indicatif, la composition chimique de quelques-unes des roches les plus représentatives du volcan du Sud-Ouest, d'après Richey et Thomas [375].

	Granite en creux de Grigadale	Ring-dyke de gabbro à quartz en creux, Amhaim Chro Bheinn	Cone-Sheet de dolérite à quartz en saillie, Est de Kilchoan	Gabbro à hypersthène. Elément de plateau, SW B. na Seilg.
SiO_2	68,4	50,1	50,1	47,7
Al_2O_3	13,5	16	12,1	19,4
Fe_2O_3	2,5	4,9	4,3	2,3
Fe O	2	6,3	11,2	6,3
Mg O	0,2	4,4	3,9	7,9
Ca O	2,1	10,8	8,8	11,3
Na_2O	5,1	3,6	3	2,4
K_2O	4,1	0,7	0,9	0,2
H_2O sup à 105°C	0,1	0,5	1	0,5
H_2O inf à 105°C	0,2	0,4	0,5	0,2
TiO_2	0,8	1,7	3	0,4
P_2O_5	0,4	0,1	0,2	0,6
Mn O	0,1	0,2	0,2	0,2
CO_2		0,2		

RELEVE DE QUELQUES COUPES NATURELLES ET CARRIERES DANS LE COMPLEXE VOLCANIQUE D'ARDNAMURCHAN

n°	Localisation	Situation topographique	Type de roche	Moraine	Type d'altération in situ	Hauteur de la décomposition	Hauteur de la coupe	Epaisseur(1) latérale
1	Grigadale	Colline dans un creux	Gabbro à quartz		Totale de la masse. Qques cailloux résiduels de la taille du pouce.	2	2	2,5-3
2	500 m SW Grigadale	Colline dans un creux en bordure d'une échine	Gabbro à quartz		Presque totale, sauf quelques bancs	1,8	2,3	?
3	Au pied du B. Bhuidhe, côté SE	Bas de versant	Gabbro à quartz		Totale en boules d'exfoliation. Dykes non pourris	4	4	5
4	1 km SE Achosnich	Bas de versant, colline basse	Gabbro à quartz		Totale en surface, partielle en profondeur ; dykes plus sains	2	4	?
5	Environs d'Aodann	Bas de versant	Gabbro à quartz		Altération plus ou moins poussée suivant les fissures	2	4	5
6	Bordure du Lochan na Crannaig	Bas de versant, bordure de cuvette	Dolérite		Altération limitée aux fissures	0 - 1,5	3,5	?
7	1 km NW de Glebe Hill	Bas de versant	Gabbro à quartz	placages (0,5 m)	Inégale. Totale dans de grandes poches. Un volume sain subsiste.	3	3	>2,5
8	800 m SE de Plocaig	Bas de versant	Eucrite (anneau externe)		Dans la masse à partir des fissures. Contact franc avec la roche saine.	0,7	1,3	3-4
9	1 km NW d'Achnaha	Bas de versant	Eucrite à biotite		Inégale. Boules d'exfoliation et matelas de granules.	1,5	1,5	variable
10	400 m NW d'Achnaha	Colline dans la tourbe	Eucrite (anneau interne)		Quelques grandes boules d'exfoliation à cœur très sain.	0,4	1,6	?
11	90 m NE du précédent	Colline dans la tourbe	Eucrite (anneau interne)		Très inégale. Dalles de roche saine au milieu de volumes pourris.	1,4	2	3
12	100 m SE d'Achnaha	Bas de versant	Gabbro à quartz		Totale dans la masse. Quelques cailloux résiduels altérés.	2	2	7
13	350 m SE d'Achnaha	Base d'une croupe	Gabbro		Inégale. Totale en surface, partielle en profondeur	0,7	1,6	3
14	50 m E du précédent	Base d'une croupe	Gabbro		Inégale. Boules moyennes d'exfoliation à cœur sain.	1,2	1,2	>5
15	1 km SE d'Achnaha	Bas de versant	Gabbro à quartz	Head local pierreux	Très inégale : complète en un endroit, faible ailleurs.	2,2	2,4	4
16	Flanc sud du Druim Liath	Bas de versant	Gabbro à quartz	30 cm	Presque totale dans la masse, sauf quelques bancs plus clairs et un chicot	2	2,3	8
17	Gorge, Allt Uamha na Muice	Paroi de gorge	Eucrite (anneau interne)		Très inégale : pans sains, poches de roche pourrie	4,5	4,5	-
18	100 m en amont du précédent	Paroi de gorge	Gabbro		Partielle dans la masse. Base saine	3	4	-
19	Allt Uamha na Muice 100 m en aval du pont	Fond du talweg, rapides	Gabbro		Très inégale : pans sains, poches profondes de roche pourrie.	3	3	?
20	Pont de l'Allt Uamha na Muice	Base du versant	Gabbro		Totale dans la masse (granules) quelques cailloux résiduels.	4	4,2	?
21	Gorge Allt Uamha na Muice, 250 m amont pont	Paroi de gorge	Eucrite à biotite		Totale dans la masse. Base saine.	4	4,2	?
22	1,2 km ENE du Lochan na Crannaig	Base de colline	Eucrite		Limitée aux fissures ; volumes intermédiaires sains. Une poche.	1	3	1,5
23	Versant nord-ouest de Glebe Hill	Mi-pente	Gabbro à hypersthène	placage mince	Inégale. Nombreuses boules saines dans un matelas meuble.	3	5	>15
24	250 m SE bifurcation Glebe Hill	Partie supérieure de versant	Dolérite		Roche saine. Simple brunissement des plans de diaclase.	0	5	0
25	100 m NE Camphouse	Paroi de gorge	Basalte	placage	Totale dans la masse (sauf les dykes). Base saine non visible.	≥6	7	?
26	400 m N Camphouse	Colline rocheuse	Dolérite		Altération pénétrant suivant les diaclases. Quelques boules. Une poche.	0 - 2	5	4
27	500 m coin NW Loch Mudle	Versant, partie moyenne	Dolérite		Roche saine. Faible altération le long des diaclases.	0	3	0
28	Doire Daraich ; lat. 66,5 N.G.	Versant, partie moyenne	Gneiss et feuille de dolérite	mince placage	Assez avancée suivant les fissures du gneiss. Très faible dans la dolérite	gneiss = 0,5	6	?
29	1 km E B. nan Losgann	Versant, partie moyenne	Gneiss fissile traversé par la dolérite		Poussée dans le gneiss. Faible dans la dolérite.	0	5	0
30	400 m NW d'Ardslignich	Bordure de plateau, bas de versant	Basalte de coulée		En masse avec boules emballées dans une terre brune friable	6,5	7,5	?

(1) Valeurs maximales en mètres.

contre, le rôle de la micro-fissuration est beaucoup plus difficile à mettre en évidence.

Le réseau hydrographique n'est qu'assez grossièrement adapté au relief volcano-appalachien du Sud-Ouest d'Ardnamurchan. Ce fait peut s'expliquer d'abord par une surimposition à partir du niveau pliocène; le dégagement des alvéoles de décomposition n'ayant commencé que tardivement vers la fin du Pliocène et le début du Quaternaire. Mais il faut également tenir compte de la présence de grandes lignes de fracture orientées NW-SE, indépendamment du tracé des ring-dykes : ces zones de faiblesse ont été suivies par certains cours d'eau de la partie occidentale du secteur.

Les formes issues de l'exploitation du tréfonds du troisième volcan d'Ardnamurchan, au Nord-Ouest de la péninsule, sont sans aucun doute les plus schématiques, car la structure annulaire, à l'inverse de celle du second appareil, n'a pas été partiellement entamée par la mise en place d'intrusions plus récentes. Le paysage reflète admirablement la structure.

Grâce au large ring-dyke d'eucrite qui se traduit fidèlement dans la topographie par une couronne presque complète de crêtes et d'éléments de plateau enserrant un vaste creux central, le modelé donne l'illusion d'un ample cratère elliptique *(photo 45)*. En fait, ce n'est qu'indirectement, par l'intermédiaire des différences lithologiques, que la structure intervient dans le relief.

Si l'anneau d'eucrite détermine indiscutablement une série de formes majeures en saillie, il ne crée pas pour autant un type de relief unique car la conservation de la masse de ce ring-dyke est loin d'être partout la même. Dans le quart sud-est et est, d'importants fragments de plateau massif hérités de la surface écossaise — depuis la base du Meall Meadhoin jusqu'au Creag Airgid — ont pu subsister en profitant de leur position en retrait. Au Sud-Ouest et au Nord-Est, ce ne sont déjà plus que des crêtes étroites mais très continues : le Meall an Fhìr còin et le B. na h Imeilte. Ce dernier constitué dans le détail de plusieurs croupes parallèles allongées dans le sens des bandes d'eucrite, est recoupé transversalement par des creux secondaires qui épousent le tracé de petites fractures radiales. La dissymétrie nette de ses versants qui fait du flanc interne tourné vers le nord-est un abrupt, ne s'explique pas seulement par la structure, mais aussi par un contraste d'exposition climatique, bien que l'eucrite se soit montrée peu sensible au gel, ainsi qu'en témoigne la rareté des éboulis tardiglaciaires. Enfin, du côté nord-ouest et nord de l'anneau, les crêtes prennent une allure dentelée et irrégulière (Meall Sanna) et passent même par endroits à des chicots rocheux d'altitude médiocre (Meall Clach an Daraich). En effet, les reprises d'érosion dans ce secteur ont été d'autant plus efficaces qu'elles bénéficiaient à la fois de la proximité du niveau de base et de la présence de nombreuses lignes de broyage transversales. Ces fractures ont été mises à profit par des cours d'eau s'échappant de la cuvette centrale par le Nord-Ouest puis réutilisées, et au besoin réaménagées, par la glace qui s'écoulait dans la même direction. Le Meall Sanna montre des signes évidents de transfluence glaciaire guidée par la structure : des entailles rectilignes à bords francs et à fond plat provenant d'un débitage de la roche suivant les fissures, puis d'un délogement des débris par la glace, s'orientent perpendiculairement à la crête, suivant des lignes de faiblesse.

A l'exception de ces zones de broyage, l'eucrite du grand anneau externe est une roche remarquablement massive et résistante. Les parois rocheuses et les surfaces polies par la glace sont d'une fraîcheur extraordinaire. Faiblement fissurée — la densité médiane des diaclases au B. na h Imeilte est de l'ordre de 3 au mètre — l'eucrite a peu souffert de la gélivation; beaucoup moins en tout cas que les feuilles de dolérite et les dykes qui la traversent. En dépit d'un grain généralement grossier, d'une composition minéralogique où la proportion des éléments ferro-magnésiens (olivine, augite) varie, l'eucrite s'est constamment montrée rebelle à une profonde décomposition. Sans doute a-t-elle bénéficié de son homogénéité, de sa porosité très faible et de l'étroite imbrication des cristaux d'augite et de plagioclases.

Quand on sait que la partie interne du volcan est occupée par une série de ring-dykes de nature variée, on peut s'étonner de la voir globalement déprimée par rapport aux reliefs de la grande couronne d'eucrite. Certes, le vaste creux central, ellipse dont le grand axe mesure 3 km, n'est pas uniforme : une ordonnance de croupes et de sillons disposés en arcs de cercle y est visible par endroits. Mais les pentes sont d'ordinaire modérées, les dénivellations timides sont sans commune mesure avec celles du pourtour; bref les formes sont d'échelle plus réduite et bien moins accusées que celles de la périphérie. Pour que tout le cœur du volcan ait été évidé, pour que des matériaux aussi différents que les gabbros et les tonalites aient réagi dans l'ensemble de la même manière comme des roches décomposables, il fallait un point commun à toutes les variétés pétrographiques. Ce point, il faut sans doute le rechercher dans la présence de la biotite, élément qui aux dires de Richey et Thomas devient dans la partie interne presqu'invariable et permanent [375].

A la netteté du rebord interne de l'anneau d'eucrite en saillie, ont certainement contribué deux intrusions juxtaposées de roches altérables : un ring-dyke étroit de dolérite veinée de granophyre et une couronne plus large d'eucrite à biotite. La première roche occupe la base même des escarpements d'eucrite. La seconde, qui forme un anneau discontinu se traduit clairement par une série de creux tourbeux disposés en arcs de cercle et utilisés localement par l'hydrographie (l'Allt Uamha na Muice visible sur la photo 45). Cette eucrite à biotite,

à grain grossier, plus riche en plagioclases que l'eucrite ordinaire, est fragilisée par une altération progressant presque toujours à partir des micas noirs. Elle est le plus souvent décomposée en volumes arrondis d'exfoliation, mais sa résistance peut varier localement en fonction de la teneur en biotite.

Par contre, le gabbro qui affleure à proximité, forme nettement saillie parmi les roches environnantes. A un fragment de couronne correspond très exactement la croupe arquée du Sithean Mòr, et à un autre anneau plus interne et presque complet, la série de bosses arrondies et convexes qui se suit en demi-cercle du Druim Liath à Glendrian. Cette roche qui comporte un peu de mica noir, a sans doute été avantagée par sa texture et son grain moyen ou fin. Dans le détail des coupes, sa résistance apparaît extrêmement variable d'un point à l'autre : complètement décomposée sur 2 mètres au pont de l'Allt Uamha na Muice, elle a une bonne tenue à 500 m de là, sur le flanc du Sithean Mòr.

En tout cas, ce gabbro domine indiscutablement non seulement les morceaux de ring-dyke de gabbro à quartz et à biotite, roche grossière d'ordinaire très altérée, mais encore le petite bourrelet très effacé que détermine un mince anneau interne d'eucrite.

Le centre de l'ancien volcan est occupé par une plaine exiguë doucement inclinée vers le Nord-Ouest et correspondant à un affleurement de tonalite. La seule inégalité notable est le petit chicot rocheux de monzonite qui émerge de la tourbe en matérialisant le centre géométrique du troisième appareil d'Ardnamurchan. La tonalite, visiblement déprimée par rapport au gabbro sur le flanc du Druim Liath, n'en domine pas moins, très légèrement, les sillons tourbeux exploités sur les bordures nord-est et sud-ouest dans les gabbros à quartz. Bien que moyennement fissurée (densité médiane des diaclases : 7 au mètre), la roche est en général assez altérée et les rares surfaces rocheuses qui affleurent sont abimées. Cette sensibilité aux processus physico-chimiques de décomposition, elle ne la doit pas à son grain qui est d'ordinaire moyen et peut même être fin sur les bords, pas davantage à sa texture granitique où les quartz et les orthoses sont souvent associés, mais plutôt à une composition minéralogique riche en plagioclases et bien pourvue en biotite. Les proportions des divers minéraux sont très différentes de celles des granites tertiaires en saillie à Skye et à Rhum (v. tableau IX). Quant à la monzonite à quartz qui dépasse un peu sous forme d'une petite bosse rocheuse, elle a, par rapport à la tonalite, sans doute plus bénéficié de sa massivité (densité médiane des fissures = 4) que d'une acidité un peu plus élevée (1).

On doit reconnaître en effet, qu'à l'exception de ce dernier exemple tout à fait local, les roches éruptives des ring-dykes d'Ardnamurchan semblent surtout altérables dans les variétés les moins basiques. Une échelle de résistance régionale valable pour l'Ouest d'Ardnamurchan est assez aisée à construire. Au sommet, se place l'eucrite suivie par le gabbro à hypersthène puis par le gabbro ordinaire. Nettement en dessous sont les gabbros à quartz, dont la place est du reste variable, l'eucrite à biotite et les dolérites veinées de granophyre. Enfin, on rencontre le granite granophyrique et la tonalite. Ce schéma, qui ne peut être qu'approximatif, confirme néanmoins le rôle fondamental de la biotite dans l'altérabilité, qu'avait souligné P. Birot [42 et 44]. Toutefois, d'autres facteurs, tels que la densité des diaclases, la texture plus ou moins homogène, interviennent largement. Si la porosité est un fidèle reflet de la micro-fissuration, elle doit logiquement montrer une relation claire avec la résistance des roches à la décomposition dans le secteur.

(1) D'après Richey et Thomas [375], la composition des roches les plus caractéristiques du troisième volcan d'Ardnamurchan se répartit comme suit :

	Monzonite à quartz, bosse entre Achnaha et Glendrian	Tonalite, cuvette centrale, Achnaha	Eucrite, Creag an Airgid	Eucrite à biotite, Allt Uamha na Muice	Gabbro, croupe Glendrian
SiO_2	59,1	51,6	48,3	47,2	44,5
Al_2O_3	16,5	16,7	20,4	22,8	13
Fe_2O_3	3,2	2,2	1,8	2,2	8,2
FeO	3,6	7,5	6,7	5,4	10
MgO	2,7	3,8	7,9	7,7	6,3
CaO	4,4	7,4	11,8	10,9	11,1
Na_2O	3,6	3	1,7	1,7	1,9
K_2O	3,7	1,9	0,1	0,3	0,2
$H_2O > 105°C$	0,8	1,3	0,7	0,9	0,8
$H_2O < 105°C$	0,4	0,3	0,1	0,1	0,3
TiO_2	1,2	2,1	0,2	0,4	3
P_2O_5	0,3	0,6			
MnO	0,3	0,4	0,3	0,3	0,5
CO_2	0,1	0,8		0,1	0,1

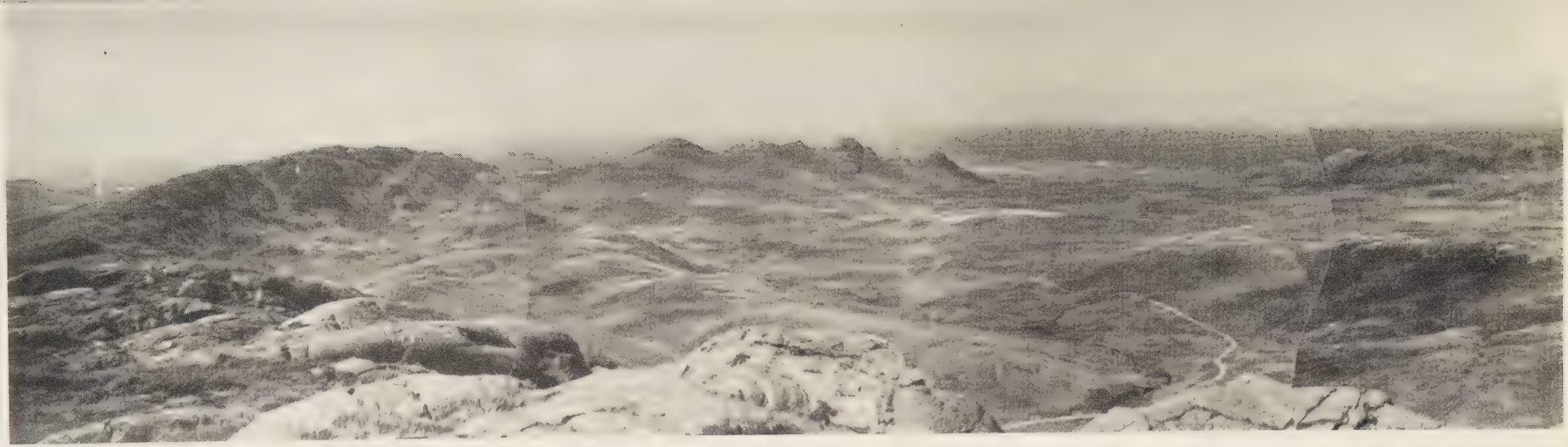


PHOTO 45. — *Le troisième complexe volcanique d'Ardnamurchan.*

Dans le modelé qui traduit la structure annulaire de la racine de volcan, on distingue parfaitement la couronne de hauteurs de « grande eucrite » : les roches polies du Creag an Airgid au premier plan, la croupe sombre du B. na h Imeilte à gauche, le Meall Sanna plus découpé bordant la trouée de l'Allt Sanna à droite. Entre le grand creux central occupé par la tourbe et l'anneau externe de Grande Eucrite, deux bourrelets sont visibles.

PHOTO 46. — *Le front de la cuesta de basalte d'Aoineadh Beag (Morvern).*

Noter les grands joints subverticaux exploités par l'érosion, l'empilement des coulées et leur recoupement au sommet par la surface du plateau. L'épaisseur du basalte est supérieure à 200 m. Vue vers le Sud.

C'est ce que semblent indiquer ces chiffres :

Roche	Localisation et situation topographique	Porosité (%)
Dolérite à quartz	Sommet du B. Hiant	1,12
Dolérite porphyrique	Cuvette au Sud du B. Hiant	3,64
Gabbro à hypersthène	Bas plateau à l Est de Point of Ardnamurchan	0,51
Gabbro à quartz	Eperon au Nord-Ouest du B. Bhuidhe	0,49
Granite	Bordure de la cuvette, S.E. de Grigadale	1,31
Eucrite	Crête du B. na-h-Imeilte	0,21
Gabbro	Petite croupe, SSW de Glendrian	0,87
Monzonite à quartz	Bosse rocheuse entre Glendrian et Achnaha	0,90
Tonalite	Cuvette centrale, Achnaha	0,96

Mais dans ces mesures de porosité, on ne sait jamais si l'on enregistre la cause ou l'effet de l'altération, même si, bien entendu, on prend soin de ne recueillir que des échantillons parfaitement sains en apparence.

d. Le Quaternaire

Sans qu'il soit nécessaire de retracer les traits les plus banaux de l'évolution quaternaire d'Ardnamurchan, il est bon de souligner quelques points importants d'étroite ressemblance avec Skye et Rhum.

Les gorges anciennes.

Retenons tout d'abord l'exploitation imparfaite par les glaciers des alvéoles de décomposition trouant le niveau pliocène et l'incision par des gorges qui suivent les axes de talwegs préglaciaires.

Un bon exemple nous est fourni par l'Allt Uamha na Muice qui fait communiquer deux alvéoles excavés respectivement dans l'eucrite à biotite et dans le gabbro à quartz et biotite. Le second rétréci en gorge correspond à des affleurements de roches moins altérables : le gabbro et l'anneau interne d'eucrite. Mais il s'en faut de beaucoup que ces roches soient saines : l'épaisseur d'altération du gabbro peut atteindre 3 m par endroits : quant à l'eucrite elle présente parfois des pans de roche pourrie de 4 m de hauteur. Il est clair que la profondeur de la gorge est ajustée à l'ampleur des masses d'altérites *in situ* car le plancher de roche saine, sans coïncider avec le lit, est néanmoins situé souvent au voisnage. Ce travail d'exploitation des roches pourries n'est pas entièrement postglaciaire, comme le montre l'existence d'un manteau morainique d'un mètre d'épaisseur environ subsistant dans un creux évasé. Dans une matrice sableuse provenant directement de l'arène de décomposition, sont emballés des blocs et des cailloux arrondis et altérés formés en majorité de gabbro et d'eucrite. Cette moraine d'origine locale nous montre que les glaciers ont travaillé aux dépens des manteaux d'altérite préglaciaire sans pour autant nettoyer correctement toutes les roches pourries. Le tracé de la gorge était déjà esquissé au Préglaciaire.

Aux environs de Camphouse, le dégagement des alvéoles par la glace a été encore plus incomplet, car la vallée n'est pas encadrée par des reliefs rapprochés. Grâce à l'encaissement de l'Allt Choire Mhuilinn dans le bas plateau pliocène, on peut constater qu'un grand alvéole de basalte pourri est à peine exploité et se traduit encore assez mal dans le relief. Après une incision modérée dans les agglomérats armés de dykes et de cone-sheets, la gorge s'enfonce plus profondément dans les basaltes. Ces derniers peuvent être entièrement décomposés sur 6 m de haut sans qu'une base saine soit visible. L'alvéole se termine avec les gneiss plus sains. Comme à Rhum, le placage morainique de la partie supérieure des versants en descendant vers l'axe du talweg montre que le travail de creusement avait débuté modérément avant l'arrivée des glaciers. Mais cette cuvette esquissée déjà au moment de la glaciation, puisqu'elle a servi de piège pour les dépôts de moraine de fond, a été réentaillée par la suite. Si l'érosion linéaire se poursuit actuellement, elle représente peu de chose par rapport à la grande coupure ancienne qui aboutit dans le bas à une terrasse. Le dispositif — on le notera — rappelle de très près celui qui est visible dans le centre de Rhum.

Le littoral.

Dans le domaine littoral, la péninsule d'Ardnamurchan n'a pas bénéficié d'une position aussi avancée que Skye ou même Rhum. Comme pour ces deux dernières îles, les hautes falaises sont limitées au secteur sud-ouest, mais ici plus étroitement, le long d'une courte section côtière profitant du détroit qui sépare Mull et Coll. Elles se localisent de préférence dans les morceaux de l'auréole sédimentaire qui subsistent autour des terrains intrusifs

du second volcan. Toutefois le phénomène de contraposition n'est pourtant pas aussi net qu'on aurait pu l'espérer dans une structure de ce genre.

La conservation plus ou moins complète des rivages perchés nous renseigne sur les inégalités du recul actuel. Ainsi au cap Sròn Bheag, dans des sédiments lardés de cone-sheets, s'observent du côté est de belles plates-formes marines à + 15 et + 30 m, bordées de falaises mortes parfaitement conservées, tandis qu'à l'Ouest ces formes anciennes sont remplacées par des falaises vives de plus de 50 m de hauteur.

Mais à côté des classiques rivages soulevés d'origine glacio-isostatique, existent des topographies plus énigmatiques, comme cette bizarre encoche peu large (50 m environ au maximum) mais très continue et fort bien marquée qui domine Ormsaigbeg et Ormsaigmore près de Kilchoan, à une altitude de l'ordre de 42-45 m. L'usure du rebord externe par la glace, la dégradation de l'abrupt interne par le gel avec production d'éboulis tardiglaciaires, si elles n'affectent guère un profil vigoureusement sculpté, montrent néanmoins qu'il s'agit d'une banquette préglaciaire ou interglaciaire. Faut-il y voir un reste de rivage préglaciaire analogue à ceux qui demeurent sur les côtes occidentales de Mull ? L'exposition vers le Sound of Mull au Sud-Est ou vers le Loch Sunart au Sud rendent cette interprétation discutable (1).

Au Nord-Ouest de la péninsule, les hautes falaises cèdent la place à une côte rocheuse et basse, découpée dans les terrains intrusifs. Les dépôts de sable remaniés en dunes qui occupent la baie de Sanna ne forment qu'un placage sur le fond rocheux. Au sable fin coquiller s'ajoute un abondant matériel quartzo-feldspathique transporté par les cours d'eau et les glaciers, mais provenant, au départ, de l'arène libérée dans le cœur des alvéoles de décomposition situés en arrière.

4. — LE COMPLEXE VOLCANIQUE DE MULL ET DU MORVERN

Parmi les régions de volcanisme tertiaire de Grande-Bretagne et même d'Europe, l'île de Mull et, au voisinage immédiat, l'extrémité sud-ouest de la péninsule du Morvern constituent sans conteste le plus bel exemple de « volcan écossais ». Aussi A. Guilcher, à qui revient le mérite d'avoir montré clairement l'originalité de ce type morphologique, a-t-il choisi Mull comme thème de sa démonstration [189].

Le complexe de Mull doit l'essentiel de sa personnalité à sa localisation sur une zone de subsidence qui a fonctionné à plusieurs reprises depuis le Secondaire. La cuvette préfigurée dès le Jurassique, s'affirmait au Crétacé supérieur, pour prendre ensuite toute son ampleur au cours des épisodes éruptifs de l'Eogène. Grâce à ce mouvement négatif persistant, l'ensemble volcanique de Mull-Morvern s'individualise nettement par rapport aux socles qui l'encerclent de toutes parts : le gneiss lewisien affleure, en effet, au Nord-Ouest à Coll et Tiree, au Sud-Ouest dans l'île d'Iona; le Moinien gneissique ou micaschisteux percé de grandes intrusions de granite calédonien apparaît au Nord-Est dans le Morvern et à Mull même, au Sud-Ouest dans la péninsule de Ross of Mull; quant aux séries dalradiennes, recouvertes ou non d'une couverture sédimentaire ou volcanique paléozoïque, elles sont présentes au-delà du Firth of Lorne dans Lismore Island et jusque dans la partie orientale de Mull.

La persistance de l'affaissement a eu pour effet de marquer vigoureusement les traits morphologiques du complexe de Mull en lui donnant, dans la famille des régions volcaniques d'Ecosse, une double originalité :

1) Si le dispositif des vastes plateaux périphériques de laves beaucoup plus développés à l'Ouest qu'à l'Est, rappelle de très près celui de Skye, il possède en revanche bien des caractères qui lui sont propres. Non seulement les masses de basalte sont moins étendues qu'à Skye, mais elles montrent un amincissement beaucoup plus marqué sur les bordures, car vers le centre, leur épaisseur peut atteindre des valeurs considérables (jusque 900 m). En outre, les plateaux de laves de Mull et du Morvern obéissent, contrairement à ceux de Skye, à une organisation d'ensemble étroitement dépendante du dynamisme de la partie centrale du complexe. Relevés sur les bords, affaissés du côté interne, ils forment une grande cuesta à l'allure grossièrement circulaire et au front tourné vers l'extérieur. Ce dispositif témoigne clairement, avec la présence de laves sous-aquatiques au cœur du volcan, de la continuation des mouvements subsidents pendant les épisodes éruptifs. Tout se passe donc comme si une ample cuvette avait subi, du fait de sa fossilisation par les laves, un affaissement marqué provenant à la fois de la déperdition du magma sous-jacent et de l'empilement des coulées en surface. Cette image un peu schématique a néanmoins le mérite d'expliquer quelques particularités, telles que la convergence des pendages du basalte vers le centre de l'ancien volcan, le blocage de certaines bordures de plateaux de laves sur des flexures du socle (parfaitement visible dans le Morvern par exemple).

2) Dans le secteur central, les mouvements répétés d'affaissement entrecoupés d'efforts crustaux ont abouti à la mise en place d'intrusions annulaires et radiales d'une extrême complication. Comme dans l'Ouest d'Ardna-

(1) Il reste que l'altitude de cette plate-forme est assez voisine de celle des encoches préglaciaires qui ont été signalées à Mull et dans les îles voisines. Wright, pour sa part, considère que la banquette de Kilchoan est préglaciaire, en raison des formes d'usure qui l'opposent aux rivages anciens situés en contrebas [*in* Bailey, Clough... 29]

murchan, les cone-sheets, les ring-dykes et les dykes radiaux appartenant à plusieurs centres successifs dont l'emplacement migrait, se sont superposés pour faire du cœur du volcan un véritable palimpeste structural. Là encore, l'admirable richesse du potentiel lithologique trouve à s'exprimer dans la topographie, grâce à une bonne exploitation par l'érosion qui fait du centre de Mull un authentique relief volcano-appalachien. Toutefois, le modelé est moins schématique qu'à Ardnamurchan, car le travail de mise en valeur est moins avancé. Dans un volume montagneux qui garde encore bien des traces d'un nivellement quasi général par les surfaces d'érosion tertiaires, le profond découpage des vallées n'a guère permis qu'un développement des formes structurales d'échelle moyenne.

a. Les surfaces d'aplanissement
(fig. 137)

Il n'est paradoxal qu'en apparence de commencer l'étude de la région volcanique de Mull par l'analyse des surfaces d'aplanissement. En effet, en plus des topographies anciennes qui peuvent être conservées sur le pourtour, les aplanissements tertiaires y jouent un rôle morphologique considérable qui ne se limite pas, comme à Skye, aux plateaux périphériques de laves mais s'étend également à la quasi-totalité du domaine montagneux central. C'est à partir de ces plans d'érosion déformés ou non, dont les traces dans le paysage actuel n'offrent généralement pas la moindre équivoque, que s'est effectuée la mise en valeur de la structure.

Le problème des surfaces prébasaltiques sur le pourtour.

Le complexe volcanique de Mull affectant la forme générale d'un édifice elliptique reposant sur une cuvette de socle, il est logique de s'interroger d'abord sur le rôle morphologique que peuvent encore avoir dans le paysage actuel les topographies anciennes et plus spécialement la surface infracénomanienne d'une part, (puisque la discordance entre Jurassique et Crétacé est bien marquée dans les Hébrides internes), la surface infrabasaltique d'autre part. A vrai dire, ces deux surfaces sont souvent très proches l'une de l'autre, car la série crétacée, quand elle existe, est mince. Quand les sédiments du Crétacé ont disparu, la seconde est dérivée de la première et toute distinction devient évidemment impossible.

Ces topographies prébasaltiques ont un intérêt qui ne se limite pas aux abords immédiats de la cuvette, mais déborde le cadre de l'étude régionale. En effet, il convient d'examiner si, comme le prétend D. Linton, la surface infracénomanienne peut se prolonger en arrière dans le socle du Mainland sous la forme de plateaux d'érosion aboutissant aux surfaces mûres des Grampian Mountains [277]. Bien entendu, ce raccord ne peut être obtenu qu'aux prix d'une puissante déformation tertiaire ayant porté le Crétacé à très haute altitude en Ecosse du Nord-Est. Nous avons vu que cette conception se heurtait à de sérieuses difficultés dans les reconstitutions paléogéographiques (chapitre II, p. 83). Pour tenter de serrer de plus près le problème, il faut examiner les secteurs-clés que sont les zones marginales des régions volcaniques, et plus particulièrement celles d'Adnamurchan et de Mull qui coïncident avec des flexures marquées du socle. A Adnamurchan, l'analyse n'était pas probante, car le gneiss trop peu métamorphisé n'a conservé que des banquettes étroites de topographie prébasaltique (p. 428). Reste donc à voir ce qu'on peut déduire de l'examen des pourtours du complexe volcanique de Mull.

Au Sud-Ouest, dans le Ross of Mull, toute recherche est vaine, puisque le contact entre le socle et les basaltes s'effectue brutalement le long de la faille du Loch Assapol.

En bordure de la péninsule d'Ardmeanach, l'escarpement qui longe la côte permet de voir, en dessous de la corniche de basalte, le Crétacé reposer en discordance sur le Rhétien et sur le Lias inférieur. Autant qu'on puisse en juger d'après quelques coupes fugitives, les grès verts marins de la base du Crétacé supérieur semblent fossiliser un plan relativement régulier. Mais nous n'avons aucune idée de l'allure transversale de cette surface et la section longitudinale qui nous est offerte, est interrompue à plusieurs reprises par des éboulis de laves et par des glissements de terrain.

Finalement, c'est le Morvern qui est de beaucoup le secteur le plus favorable à l'observation des topographies prébasaltiques. Non seulement les contacts s'observent en de nombreux endroits, mais ils se suivent à la fois dans le sens longitudinal au pied de la cuesta de basalte et dans le sens transversal, grâce à la profonde vallée de la rivière Aline et du Loch Aline et surtout grâce aux buttes-témoins. Ces dernières permettent d'identifier des éléments topographiques du socle à quelque distance du contact principal.

En suivant la cuesta du Morvern longitudinalement, on constate que la surface infrabasaltique s'élève sensiblement vers le Sud-Est puisque vers Sornagan au Nord-Ouest, elle est au niveau de la mer, alors qu'à

20 km au Sud-Est, à la Table of Lorn, régulière, elle s'accompagne d'amples ondulations qui font se succéder des bosses et des creux de socle et conditionnent ainsi les variations de commandement de la cuesta. Au Sud-Est de l'endroit où l'escarpement de basalte quitte la mer pour s'individualiser comme un relief de côte, surgit assez brusquement la première de ces bosses : le Torr nan Con. La cuesta de basalte disparaît presque et sa corniche se réduit à quelques mètres, car elle est recoupée par un aplanissement qui la tronque conjointement avec les collines de gneiss. Un peu plus loin, au Sgeir Bhuidhe, c'est un creux marqué du socle qui a permis à la cuesta de reprendre un profil concave caractéristique et un commandement plus important en même temps qu'il a créé les conditions propres au creusement d'un lac en avant. Puis, le soubassement moinien remonte au-delà vers le Sud-Est, au droit du Tom nan Eildean, en faisant perdre de nouveau au relief de côte sa vigueur. A l'Est de la riv. Barr qui profite d'un abaissement du soubassement gneissique, le même phénomène se reproduit : la réapparition d'un dos de socle oblitère la netteté du front de cuesta et provoque en avant l'étranglement médian du Loch Teacuis, mis en valeur par le creusement glaciaire de part et d'autre. Au contraire, au Creag a' Bharra, la corniche reprend toute son ampleur au-dessus de la cuvette orientale du Loch Teacuis, car le socle est à nouveau déprimé, et l'appel au vide y est si marqué que des glissements de terrain se sont produits à Ardantiobairt. Le creux du socle se prolonge en face, de l'autre côté du lac, à la base de la butte-témoin du B. Ghormaig, dont il a permis la conservation. Toujours plus au Sud-Est, non loin du Loch Doire nam Mart, apparaît une lourde bosse de gneiss qui monte presqu'à la moitié de la hauteur de l'escarpement de basalte, alors que dans l'angle sud du Loch Arienas, à 3 km de là, les laves arrivent au niveau du lac à une quinzaine de mètres d'altitude seulement. Elles jalonnent une gouttière assez prononcée dont le lac a bénéficié pour son surcreusement et les buttes-témoins plus au Nord pour leur maintien. Enfin, au Sud-Est, les laves reposant directement sur le Trias sans intercalation de Crétacé, remontent rapidement vers l'axe de la rivière Aline avant de butter contre la faille méridienne d'Inninmore qui met fin brutalement à la cuesta.

De cette analyse sommaire, il ressort clairement que la topographie du socle moinien partiellement recouverte de Trias conglomératique et d'une mince couche de sédiments du Crétacé supérieur, est accidentée par une série de vallonnements qui ont été comblés par les coulées de basalte. Or les trois surfaces prétriasique, infracénomanienne et infrabasaltique sont souvent très rapprochées, ainsi qu'on peut le noter aux environs du Loch Arienas par exemple. Sur le socle la dernière, en particulier, ne fait que reprendre des éléments des deux précédentes. Comme les sédiments peu résistants ne subsistent — à quelques exceptions purement locales près — que protégés par la carapace de laves, comme la dénudation du basalte s'accompagne presqu'automatiquement d'une exhumation du gneiss sous-jacent, les éléments *dérivés* de la surface infracénomanienne n'ont quelque chance d'être conservés que sur le socle, donc sous la forme de témoins inégaux d'allure irrégulière et onduleuse.

Transversalement, c'est-à-dire dans le sens SW-NE, toutes les topographies prébasaltiques sont fortement déformées, redressées vers l'extérieur du complexe volcanique, matérialisant ainsi sa flexure marginale. Le plongement du socle et des sédiments de couverture vers le Sound of Mull étant bien plus prononcé que le pendage des laves dans cette direction, les coulées supérieures débordant les coulées inférieures, on peut en déduire que l'amincissement des laves vers l'extérieur n'est pas dû uniquement à l'érosion mais à la fossilisation d'une cuvette dont les bords déjà relevés à l'époque des épanchements, ont continué après coup à subir les effets de bascule provoqués par la cauldron-subsidence du centre du complexe.

A l'Est du Loch Aline, le plongement du soubassement des basaltes vers le Sud-Ouest est trop rapide pour avoir permis la conservation de buttes-témoins. D'après Bailey et ses collègues [29], l'escarpement du Glais Bheinn tourné vers le Nord ne mesure que 150 m environ dans les laves alors qu'à 1 km 1/2 au Sud, au-dessus d'Inninmore Bay, les coulées ont une épaisseur de près de 350 m. Il est vrai qu'une faille n'est pas à exclure, car un peu plus loin, au Bealach Ghoirtein Deirg, le contact entre gneiss et basalte s'effectue de cette manière.

Le long du Loch Aline, surtout du côté est, la descente du basalte vers le Sound of Mull est bien visible : les laves qui montent jusqu'à une centaine de mètres au fond du bras de mer en surmontant le Trias, recouvrent successivement en discordance, les sédiments du Lias puis du Crétacé en descendant assez vite jusqu'au niveau de la mer à Am Miodar à l'entrée du Loch. La pente qui est d'environ 100 m pour 3 km, soit 30 $^{0}/_{00}$, est nettement supérieure au pendage du basalte dans les environs. Il est clair que les coulées ont comblé une cuvette dont la bordure occupait l'emplacement du Sound of Mull. Au petit promontoire d'Am Miodar, où le contact entre les grès blancs crétacés et les basaltes sombres se suit parfaitement bien, on peut remarquer que la régularité de détail du profil onduleux de la topographie infrabasaltique n'exclut pas des inégalités à plus grande échelle. Les variations peuvent atteindre 10-15 m sur 100 m seulement de distance horizontale. Visiblement les laves ont moulé une colline dissymétrique de grès et bouché une vallée adjacente, axée sur la baie d'Am Miodar, obliquement par rapport au tracé du Loch Aline.

Plus à l'Ouest, au Loch Arienas, la pente transversale du soubassement des basaltes est encore plus accusée : depuis la base de la cuesta d'Aoineadh Beag jusqu'au pied de la butte du B. na h Uamha, elle mesure plus de 330 m sur moins de 3 km, soit 110 $^{0}/_{00}$. La localisation d'une flexure sur l'emplacement de la vallée du Loch Arienas ne fait aucun doute, car plus au Nord, le raccord avec la butte-témoin de B. Iadain s'effectue par un plan beaucoup moins incliné.

Nous devons naturellement profiter de l'existence de ces buttes-témoins pour contrôler l'hypothèse de Linton et voir si la surface infracénomanienne (ou bien une topographie dérivée) se prolonge effectivement en arrière sur les plateaux du socle moinien. Le replat qui sort de dessous le grès blanc crétacé du B. na h Uamha du côté Nord-Ouest, est constitué par une série de croupes assez régulières de gneiss mais il ne se prolonge guère au-delà de quelques centaines de mètres. On peut néanmoins le raccorder avec un autre replat de socle parfaitement net au pied du B. Iadain du côté Sud-Ouest. En fait les apparences sont trompeuses et la reconstitution inexacte, car la banquette du flanc sud-ouest du B. Iadain est en contrebas de la limite inférieure des sédiments conservés sous le basalte; elle fait partie d'un aplanissement tertiaire largement représenté dans les environs : la surface écossaise. Le seul élément dérivé de la surface infracénomanienne qu'on puisse identifier de façon certaine au B. Iadain se trouve à plus haute altitude du côté nord-ouest, conservé dans un affleurement de conglomérats de Trias. Encore convient-il de remarquer que ce fragment de plateau est dans le prolongement très exact du sommet plat du B. Ithearlan qui tronque le gneiss au voisinage et, immédiatement après, du faîte calme qui recoupe le basalte du B. Ghormaig. Nous avons là un témoin de surface intermédiaire qui localement reprend des morceaux de topographie plus ancienne. De la même manière, en contrebas de la butte basaltique du B. Ghormaig à l'Ouest, se trouve un replat que nous serions tenté de qualifier d'élément prébasaltique ou infracénomanien. En fait, ce n'est qu'un témoin de surface écossaise qui nivelle à proximité le basalte de la table d'An Biod. Quant aux larges fragments de plateau conservés dans le socle du Nord et de l'Est du Morvern (v. p. 343), ils ne peuvent pas être considérés comme des éléments de topographie prébasaltique : au sommet du B. Iadain, ils tronquent à la fois le gneiss et les laves en nivelant une grande faille méridienne contre laquelle s'arrête le basalte *(fig. 115)*. Le même dispositif se reproduit du Nord d'Inninmore Bay, où une bande de plateaux appartenant à la surface intermédiaire recoupe indifféremment les granites d'An Sleagach, les gneiss du Mam a' Chullaich et les basaltes du Glas Bheinn en nivelant la grande faille d'Inninmore orientée Nord-Sud. Ces deux témoignages éclatants montrent bien combien il est vain de vouloir prolonger sur les plateaux du socle les quelques éléments de topographies prébasaltiques repérables autour des buttes-témoins. Ces derniers ont tous été repris par les aplanissements tertiaires habituels qui les ont défigurés en leur donnant une régularité qu'ils n'avaient pas à l'origine (v. plus haut, p. 438). L'opposition entre la grande régularité des surfaces du socle dépourvues de couverture basaltique et l'allure sinueuse et vallonnée des topographies fossilisées par les laves est très significative. La descente du socle sous les basaltes de la cuesta du Morvern n'est pas simple. Un examen attentif des affleurements, des observations faites depuis les principales buttes et notamment le B. Iadain, le tracé d'une coupe topographique et géologique depuis le Loch Teacuis jusqu'aux fragments élevés de plateau gneissique du Morvern septentrional, aboutissent tous au même résultat : cette descente s'intègre dans la morphologie étagée des aplanissements tertiaires *(fig. 115)*. Il a fallu que D. Linton simplifie quelque peu la réalité et emploie des méthodes d'extrapolation — « qu'il fasse violence à la structure et à la stratigraphie » comme le note récemment L. C. King [254] — pour pouvoir prolonger la surface infracénomanienne du Morvern aux Grampians et aux Cairngorm Mountains, en lui assignant le rôle de topographie de démarrage propre à rendre compte de toute l'évolution morphologique ultérieure des Highlands.

Les aplanissements tertiaires. *(fig. 137).*

Si les topographies d'érosion prébasaltiques ne jouent qu'un rôle somme toute assez limité et purement local, en revanche les aplanissements tertiaires ont marqué de leur empreinte la plupart des paysages de Mull et du Morvern. Contrairement à Skye, en effet, ils ne se cantonnent pas sur les plateaux basaltiques de la périphérie, mais pénètrent largement au cœur du complexe intrusif en nivelant des structures très compliquées. Rares sont les montagnes du centre de Mull qui ne gardent pas, perchés sur leur interfluves les plus élevés, les vestiges réduits mais caractéristiques de surfaces d'érosion démantelées. Ce fait est très important car il permet de prouver de manière irréfutable qu'à Mull, sinon à Skye, la plus grande partie du centre volcanique a été nivelée au Tertiaire. Or il se trouve qu'à Mull et aux environs, malgré quelques déformations tardives à grand rayon de courbure, la disposition étagée des surfaces d'érosion est la même que celle qu'il nous a été donné d'observer sur le socle du Mainland. Compte tenu de l'âge très probablement éogène du volcanisme des Hébrides internes, il est donc possible de dater du Tertiaire, vraisemblablement du Néogène, les aplanissements rencontrés dans les différents secteurs du Mainland.

Comme dans beaucoup d'autres régions, le plus ancien aplanissement aisément reconnaissable est généralement la surface intermédiaire. Elle se marque, de la même manière qu'à Skye, par de nombreux fragments de plateau tronquant nettement les coulées de basalte inclinées. Dans le Morvern on la voit, mieux que nulle part ailleurs, passer indifféremment des laves aux affleurements de socle, notamment dans le Sud-Est de la presqu'île où elle recoupe vers 450-480 m les basaltes, les gneiss et les granites en nivelant la faille d'Inninmore. C'est elle qui biseaute le front de la cuesta entre Aoineadh Mòr et le B. Bhàn, et jalonne, plus au Nord-Ouest,

les plateaux tourbeux du revers. On la retrouve en avant du relief de côte, sur le sommet calme de quelques buttes-témoins (B. na h Uamha, B. Ghormaig) mais le raccord avec des tables de gneiss (B. Chlaonleud, B. Ithearlan) ne présente aucune difficulté.

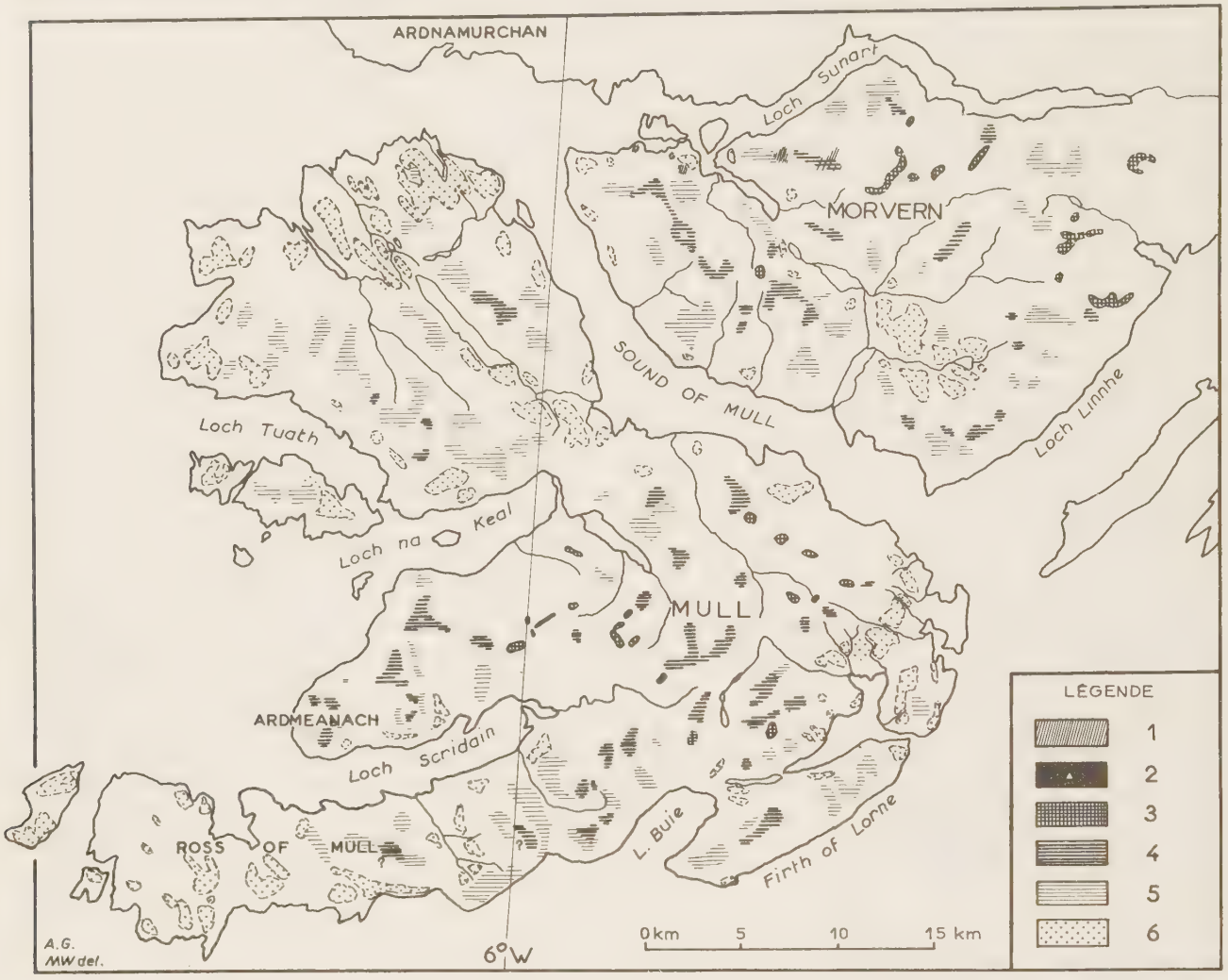


FIG. 137. — *Les surfaces d'aplanissement dans l'île de Mull et dans la presqu'île du Morvern.*
1 : vestiges de topographies infrabasaltique inclinés vers l'Ouest. — 2 : restes douteux de surface supérieure. — 3 : replat d'érosion supérieur. — 4 : surface d'érosion intermédiaire. 5 : surface écossaise. — 6 : niveau d'érosion pliocène.

Comme nous l'avions déjà signalé (Ch. VII, p. 343), cette surface intermédiaire est surmontée dans le Morvern par des éléments d'un aplanissement plus ancien bien conservé dans les gneiss du B. nam Beathrach et les granites des environs immédiats du B. Mheadoin, mais présent également sur le faîte de la butte basaltique du B. Iadain, où il se prolonge sur les gneiss voisins en nivelant le contact par faille *(fig. 115)*. Cet exemple montre clairement que la surface intermédiaire n'est pas l'aplanissement tertiaire le plus ancien à avoir mordu sur le complexe volcanique. Elle a été précédée d'une surface plus vieille, perchée dans le Morvern à 550-560 m.

L'examen du centre de Mull ne fait que corroborer cette interprétation. Du sommet du B. Buie, ou encore depuis le B. More où l'on embrasse du regard la totalité de la partie centrale de l'île, il est aisé de constater que la surface intermédiaire et l'aplanissement qui la surmonte ont pénétré jusqu'au cœur du complexe intrusif en tronquant le dispositif compliqué des racines de volcans. La surface intermédiaire est d'une netteté indiscutable : elle se suit parfaitement bien depuis les plateaux basaltiques de bordure jusqu'au centre du massif montagneux, jalonnée par de longs témoins qui augmentent régulièrement d'altitude vers l'intérieur *(fig 146)*. Les vestiges qui recoupent les matériels lithologiques extrêmement variés des multiples cone-sheets et ring-dykes, se présentent sous deux formes. Tantôt ce sont de véritables fragments de plateaux assez larges

dont les bordures convexes sont mal définies : ainsi le B. Fhada au Nord-Est du B. Buie, le B. na Duatharach près du Loch Bà; tantôt des échines étroites à sommet rigide et très plat dont les meilleurs exemples nous sont fournis par les longs interfluves disposés en X autour du Sgùlan Beag, ou encore par le Creag na h Iolaire au Nord du B. Buie.

Au-dessus de la surface intermédiaire et séparées d'elle par une dénivellation qui est précisément toujours du même ordre (140 à 180 m), subsistent de lourdes croupes qui constituent vraisemblablement les restes d'une surface plus ancienne sérieusement démantelée. Les formes sont rarement caractéristiques parce qu'assez abimées. Ainsi on hésite à raccorder, malgré leurs altitudes voisines, les sommets des montagnes qui forment un chapelet depuis le B. a' Ghraig à l'Ouest du Loch Bà jusqu'au B. Buie, parce que l'exiguïté de leur faîte onduleux et les nombreuses interruptions qui les séparent rendent la reconstitution dangereuse. Par contre, au Nord du Sgùrr Dearg, dans la partie nord-est de l'île, il est clair que les larges dos du B. Chreagach Mhòr, du B. Mheadhon, du B. Thunicaraidh et du Creag Dubh, alignés du Nord-Ouest au Sud-Est font partie d'un même ensemble complètement indifférent à la structure. La répartition des témoins de cet aplanissement antérieur à la surface intermédiaire montre que la plus grande partie du complexe intrusif de Mull a été nivelée au cours du Tertiaire *(fig. 137)*. Seuls ont échappé à ce nivellement quasi général des reliefs résiduels isolés, comme le Sgùrr Dearg, peut-être le B. Talaidh, et surtout le B. More, puissante pyramide de basalte qui s'élève nettement au-dessus de toutes les autres montagnes de Mull (967 m).

Sur les plateaux périphériques de Mull, la surface intermédiaire est plus ou moins bien représentée. Dans le Nord-Ouest, elle a presqu'entièrement disparu pour laisser la place à des aplanissements plus récents. Elle ne subsiste guère que sur le sommet de la table Speinne Mòr - B. Chreagach (Aros), où elle recoupe sous un angle faible les coulées de basalte doucement inclinées vers le Sud-Est. En revanche, elle est bien conservée dans la péninsule d'Ardmeanach sous forme de fragments de plateau subhorizontaux tronquant les bancs de laves. Seules quelques lourdes croupes (Coirc B., B. na Srèine) émergent d'un ensemble qui se suit jusqu'au pied du B. More. Au Sud-Ouest, dans la péninsule de Ross of Mull-Brolass, les témoins sont beaucoup plus réduits et ne prennent réellement d'importance qu'à proximité du L. Buie, à partir du B. Charsaig, où un beau jalon s'est maintenu dans une feuille intrusive de dolérite. Au-delà du L. Buie vers l'Est, la surface intermédiaire se poursuit dans la péninsule de Laggan en nivelant par un plan d'une régularité surprenante un anticlinal périphérique de basaltes. Sur la bordure Est de l'île, toute trace a disparu, et il faut aller jusqu'au voisinage de la riv. Forsa pour retrouver des vestiges mordant sur des volumes de basalte relativement pauvres en intrusions (ex. : Maol Buidhe).

Si le raccord des éléments de la surface intermédiaire présents dans la région montagneuse centrale avec ceux qui sont conservés sur les plateaux périphériques n'offre aucune difficulté, il pose néanmoins le problème des déformations ultérieures. En effet, les coupes effectuées à travers le Centre de Mull, tant dans le sens N-S que dans le sens W-E *(fig. 146)* témoignent d'un gauchissement caractérisé de l'aplanissement. Ce dernier qui ne dépasse guère 380-400 m sur les bordures monte jusqu'à 500-520 m et même davantage dans la région centrale. Une telle différence d'altitude pourrait être mise au compte d'une pente originelle divergente, mais elle est assez prononcée et s'explique mieux par une déformation en dôme qui doit être assez tardive, comme nous allons le voir.

De nombreux témoins rapprochés permettent de jalonner la surface intermédiaire dans le Sud de Mull, depuis le B. Charsaig en bordure de la mer jusqu'au Creag na h Iolaire au pied du B. Buie. Sur une dizaine de kilomètres, l'altitude de l'aplanissement qui monte régulièrement de 400 à 550 m matérialise un bombement marqué. Or en contrebas de ces éléments de plateau d'érosion déformé, s'observent des banquettes non structurales extrêmement nettes appartenant à la surface écossaise et obéissant à la même déformation d'ensemble. Le premier de ces replats qui ceinture les flancs ouest et est du B. Charsaig avec un knick marqué, n'est qu'à 290-300 m. Vers le Nord-Est, l'altitude grimpe progressivement : 320-330 m au Gual a' Mhairbh, 380 m sur la longue table au Nord-Ouest du B. nan Gobhar; enfin le dernier témoin situé au pied même du B. Buie, le B. Bheag, belle banquette tronquant à la fois une intrusion de gabbro et des cone-sheets variés, est perché à près de 400 m d'altitude. Si l'on trace une coupe passant par les principaux vestiges de surface intermédiaire et si l'on y reporte le profil obtenu grâce aux jalons de surface écossaise à proximité *(fig. 147)*, on constate sans la moindre ambiguïté que les deux profils se suivent fidèlement. Il est clair qu'un seul et même gauchissement a affecté les deux aplanissements à une époque tardive, vraisemblablement pliocène.

A l'exception de ce dernier secteur, la surface écossaise ne pénètre guère dans le domaine intrusif des montagnes. Ce n'est qu'entre la vallée du Loch Bà et le Glen Forsa qu'on la trouve nivelant les agglomérats et les intrusions compliquées de la seconde caldeira (Sròn nam Boc, Na Binnainean, etc.), à des altitudes relativement modestes; ce qui montre que l'aire de soulèvement fini-tertiaire ne coïncide pas avec le cœur du complexe volcanique. En revanche, l'aplanissement est admirablement représenté dans tous les plateaux périphériques de Mull et du Morvern. C'est lui qui donne leur unité aux croupes calmes nivelant les basaltes plissés de la partie

Est de la péninsule de Laggan (1). Il se produit au-delà du Loch Buie, dans Brolass, par de remarquables banquettes vigoureusement sculptées dans les basaltes au pied des tables de surface intermédiaire — de part et d'autre de Carsaig Bay, de bons exemples sont visibles — ou encore par de monotones fragments de plateaux tourbeux, comme le B. an Lochain ou le Creachan Mor. Dans Ardmeanach, les vestiges de surface écossaise sont réduits mais ils ont une forme caractéristique de replats nettement délimités par des pentes plus raides. Dans la partie nord-ouest de Mull et à l'île d'Ulva, l'aplanissement prend un développement considérable et marque son empreinte sur presque tous les plateaux de basalte, en tronquant les coulées plus ou moins basculées. Depuis le B. nan Clachcorra, d'où l'on peut saisir la plus grande partie de la topographie de la région, on voit clairement qu'à l'exception de quelques reliefs résiduels comme le B. na Drise, la morphologie du Nord-Ouest de Mull dérive essentiellement de la surface écossaise encore largement représentée sur le faîte des croupes calmes et tourbeuses — le B. an Lochain au N de Kilninian est un modèle du genre *(fig. 139)* —. Ce n'est que vers l'extrémité de la péninsule, du Mornish au Mishnish, que l'aplanissement diminue d'importance, car il est, comme dans le Ross of Mull, relayé par le niveau pliocène. Dans le secteur de Mishnish, par exemple, on ne le retrouve plus qu'au sommet de quelques buttes de roches plus résistantes (culots et feuilles de dolérite) dominant le bas plateau côtier taillé dans les basaltes : 'S Airde Beinn, Meall an Inbhire...

Dans le Morvern enfin, la surface écossaise a laissé également des traces évidentes; non seulement sur le revers de la cuesta où elle forme un palier caractéristique subhorizontal au B. an-t- Sruthain, au Creag an Fhithich, etc. mais encore sur certaines parties du front comme au Creag a' Bharra. De part et d'autre du Loch Teacuis, on retrouve l'aplanissement biseautant au Sud le front de la cuesta de basalte, au Nord coiffant le sommet d'une butte-témoin mais mordant aussi sur le gneiss en remaniant sans doute la topographie infrabasaltique inclinée. Cette localisation en bordure, du Sound of Mull et du Loch Teacuis implique évidemment le long de ces deux vallées un début de mise en valeur relativement ancien. De la même manière, la vallée de la riv. Aline et du Loch Aline doit jalonner un emplacement utilisé depuis longtemps, si l'on en juge par les replats très schématiques qui sur les deux versants tronquent symétriquement les basaltes à 290-300 m. Au voisinage immédiat, il n'est pas difficile de prolonger ces restes d'aplanissement sur le socle, soit vers le Nord à travers les plateaux de gneiss où les surfaces tertiaires recoupent indiscutablement les topographies prébasaltiques *(fig. 115)*, soit vers l'Est au-delà de la faille d'Inninmore sur les gneiss et les granites.

Si la répartition des vestiges de la surface écossaise montre déjà une amorce précoce de la réalisation des traits majeurs du relief, le niveau pliocène apparaît, quant à lui, beaucoup plus lié encore à la topographie actuelle. Comme à l'accoutumée, il se localise essentiellement le long des principales vallées et dans les secteurs côtiers les moins élevés.

Dans le Morvern, il accompagne largement la riv. Rannoch et le Gleann Geal inférieur, mais plus en aval, il a beaucoup souffert des reprises d'érosion et du surcreusement intervenus le long de la Riv. Aline et du Loch Aline.

Dans toute la partie septentrionale de Mull, l'aplanissement pliocène prend une grande extension. Présent sous la forme de bas plateaux côtiers aux lignes calmes qui s'inclinent doucement vers la mer, il domine légèrement les vallées exploitées le long des lignes de faille. Les escaliers de la topographie de trap et les ressauts structuraux ne constituent que les détails d'un paysage dont les plans d'ensemble recoupent les empilements de coulées de basalte à pendage modéré du Sud-Est *(photo 53)*.

En bordure du Loch Tuath, tant du côté de Mull qu'à Ulva et Gometra, le niveau pliocène se traduit par une banquette caractéristique qui remonte lentement vers le Sud-Est jusqu'au Sound of Ulva et au Loch na Keal. Comme il n'existe guère de vestiges de l'aplanissement le long de ce dernier bras de mer, on peut raisonnablement penser qu'avant la glaciation, le Lock na Keal supérieur ne constituait que la partie amont d'une vallée axée sur l'emplacement du Sound of Ulva et du Loch Tuath. La présence de nombreux îlots et écueils entre Ulva et Inch Kenneth ne fait que corroborer cette hypothèse.

Au contraire, les deux rives du Loch Scridain sont jalonnées par des témoins de l'aplanissement pliocène assez nets mais parfois étroits. Ce n'est qu'à l'extrémité du Ross of Mull que le niveau d'érosion se développe et finit même par envahir toute la péninsule. Non seulement il tronque à la fois les granites calédoniens et les gneiss moiniens, nivelle la grande faille du Loch Assapol en mordant sur les basaltes tertiaires d'Ardtun, mais il s'étend jusqu'à Iona dont il recoupe les gneiss lewisiens et les bancs redressés de Torridonien qui subsistent dans le coin sud-est de l'île. Si l'existence de cette surface confère aux bas plateaux de la presqu'île de Ross of Mull et d'Iona une réelle unité d'ensemble, il faut reconnaître qu'un défoncement ultérieur a notablement réduit la superficie des témoins dans le paysage actuel. Ainsi à l'exception de quelques tables, le basalte d'Ardtun a fort mal conservé l'aplanissement. Dans les micaschistes et les gneiss les reprises d'érosion n'ont laissé subsister

(1) De l'autre côté du Firth of Lorne, aux environs d'Oban, se retrouvent de larges vestiges de surface écossaise tronquant les laves du Vieux-Grès-Rouge. Dans ce secteur, cet aplanissement a parfois reçu le nom de « Plateau de Lorne ». Mais ce dernier terme ne saurait être considéré comme un équivalent exact, car il englobe des témoins de la surface que nous appelons « intermédiaire ».

que quelques fragments de plateau au demeurant très caractéristiques (ex. : An Crosan). Quant aux granites, ils ont parfois été victimes de la décomposition et toute la partie occidentale de l'affleurement n'a réussi à sauvegarder le niveau pliocène qu'au sommet de petites crêtes alignées du Sud-Est au Nord-Ouest. A Iona, le niveau s'est conservé dans les gneiss et les « White-Rocks » du Lewisien et accessoirement sur les conglomérats torridoniens.

L'Est de Mull est le troisième secteur de l'île où l'aplanissement pliocène joue un rôle important dans le paysage. Le niveau d'érosion qui tronque des structures plissées et faillées dans des basaltes relativement pauvres en feuilles intrusives, a laissé des traces bien visibles sous forme d'une basse plate-forme régulière allongée de Craignure au Loch Spelve. Par contre, plus près de la côte, l'exploitation du matériel sédimentaire paléozoïque affleurant dans le cœur des anticlinaux tronqués a réduit les témoins aux crêtes appalachiennes intallées sur les étroites bandes de roches résistantes et notamment sur les laves du Dévonien.

b. La mise en valeur de la structure et les types d'organisation morphologique

(fig. 138)

Comme à Skye, une distinction simple s'impose entre les plateaux de bordure et les montagnes du centre du complexe volcanique.

Les plateaux périphériques.

Apparemment, les plateaux périphériques de Mull et du Morvern ont plus d'unité que ceux de Skye, car ils sont inclinés dans l'ensemble vers le centre du complexe volcanique. En réalité, on y rencontre une variété toute aussi grande. Dans les seuls basaltes s'individualisent déjà trois types morphologiques :

1) La cuesta classique, tournée vers l'extérieur en raison de l'affaissement central de l'appareil volcanique, est représentée dans les presqu'îles d'Ardmeanach et de Brolass, et surtout dans le Morvern où des buttes-témoins la précèdent au Nord-Est sur le socle.

2) Toute la portion de l'île de Mull située au Nord-Ouest de l'étranglement joignant Salen au Loch na Keal, a un relief de tables peu inclinées que délimitent des lignes de faille ou de fracture d'orientation NW-SE. La large prépondérance d'une direction dans les accidents tectoniques fait de cet assemblage de blocs un ensemble mieux ordonné que son homologue de l'Ouest de Skye.

3) La bordure arquée du Sud-Est de Mull, le long du Firth of Lorne, est occupée par une demi-couronne de plateaux tronquant les failles radiales et les plissements périphériques qui affectent certains terrains dévoniens, une série sédimentaire secondaire et la couverture basaltique tertiaire. A la faveur d'une exploitation de la structure plissée, un authentique relief appalachien a pu se développer par endroits.

A côté des plateaux de laves tertiaires, il convient de faire une place à quelques plates-formes peu élevées de socle débarassées de leur manteau de basalte, telles que l'extrémité occidentale de Ross of Mull et la petite île d'Iona.

Au total, la limite de plateaux périphériques coïncide donc encore moins bien qu'à Skye avec celle des affleurements de basalte. Au Sud-Ouest les plateaux empiètent sur le socle; au Sud-Est, sur des intrusions granitiques ou basiques tertiaires et sur un groupe de roches paléozoïques et mésozoïques. Inversement, le basalte des coulées fait partie intégrante de l'ensemble montagneux du centre de Mull en de nombreux endroits et plus particulièrement au B. More où il constitue la montagne de beaucoup la plus élevée de l'île. La position nettement excentrée de ce sommet par rapport au complexe intrusif est un indice supplémentaire du relèvement des bordures comparativement au cœur du volcan. En schématisant un peu, on pourrait dire que le relief de Mull résulte d'un compromis entre la tectonique qui a redressé les bords du complexe et déprimé le centre par cauldron-subsidence (au moins pendant les périodes de volcanisme actif) et la lithologie qui a permis au cœur intrusif plus résistant que les coulées de laves du pourtour, de conserver des altitudes plus fortes. Ce n'est que tardivement, au Pliocène sans doute, que tectonique et lithologie ont joué dans le même sens pour avantager la région centrale, alors qu'à Skye, cet accord semble plus ancien.

La combinaison morphologique la plus simple sinon la plus originale est réalisée dans le *Nord-Ouest de Mull,* c'est-à-dire dans la partie de l'île délimitée par l'étranglement Salen-Loch na Keal, à laquelle on se doit d'ajouter Ulva et Gometra *(fig. 139)*. Dans tout ce secteur, se retrouve la réelle unité d'un paysage où se succèdent des plateaux allongés séparés par des vallées rectilignes. Ce modelé est commandé essentiellement par trois facteurs :

1) L'homogénéité lithologique : les coulées de basalte forment la quasi-totalité des affleurements et seuls quelques culots de laves auxquels s'adjoignent des intrusions mineures (dykes et feuilles) introduisent quelque variété dans le matériel.

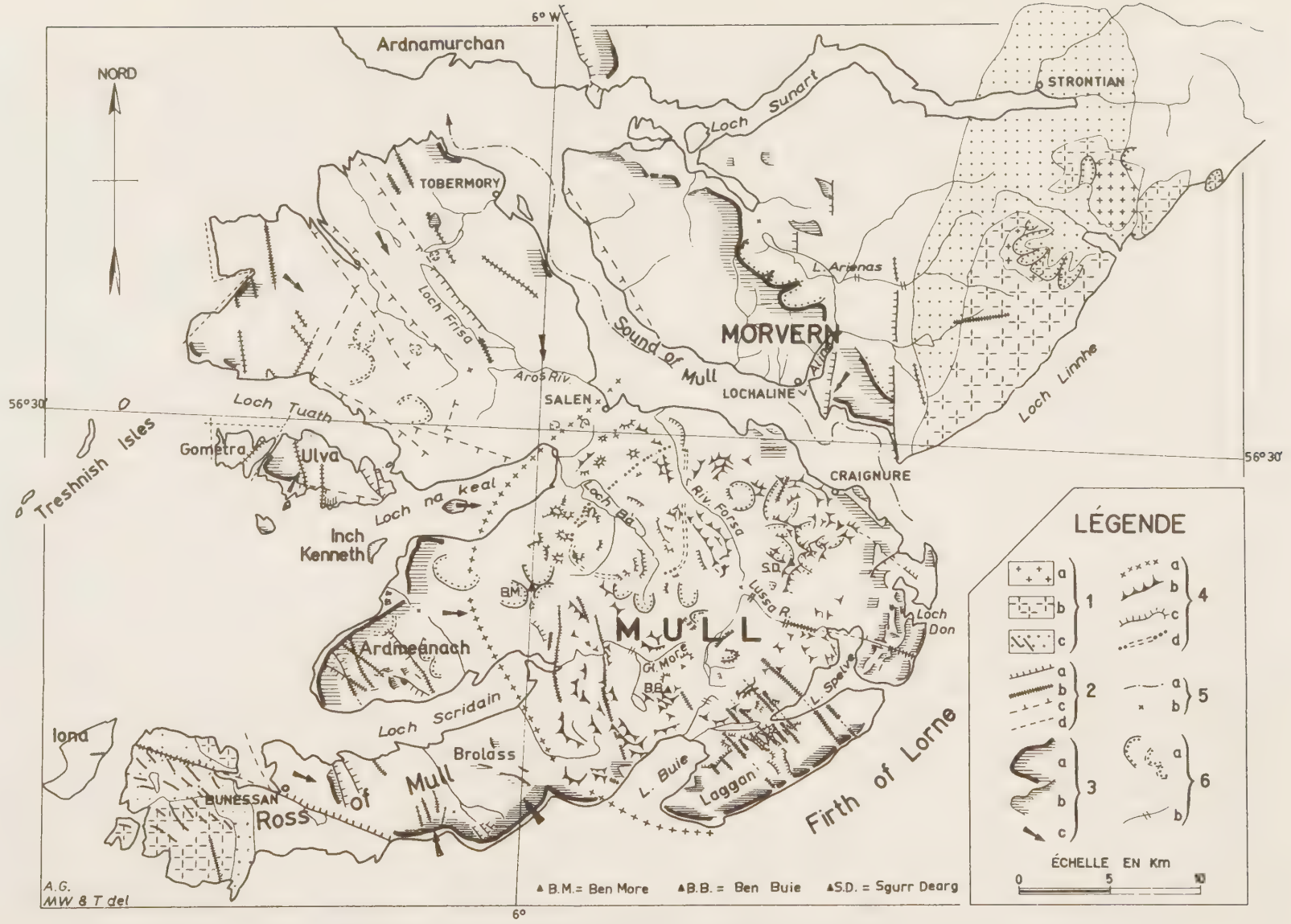


FIG. 138. — *Carte morphologique de l'île de Mull et des environs.*

1 : socle granitique, a : granite en saillie, b : granite nivelé, c : granite en creux; 2 : failles et fractures, a : escarpement de faille ou de ligne de faille, b : fracture agissant sur la topographie, c : faille probable, d : prolongement supposé; 3 : escarpements monoclinaux dans le basalte et les sédiments, a : commandement supérieur à 100 m, b : commandement inférieur à 100 m, c : pendage d'ensemble du basalte; 4 : relief structural du centre intrusif, a : limite du métamorphisme du basalte, b : escarpement de cone-sheet c : autre escarpement structural, d : anneau de felsite et faille circulaire; 5 : réseau hydrographique a : axe supposé de drainage ancien, b : capture; 6 : action glaciaire, a : cirque typique ou non, b : verrou de vallée principale. Les aplanissements n'ont pas été figurés sur cette carte. Voir la figure 137.

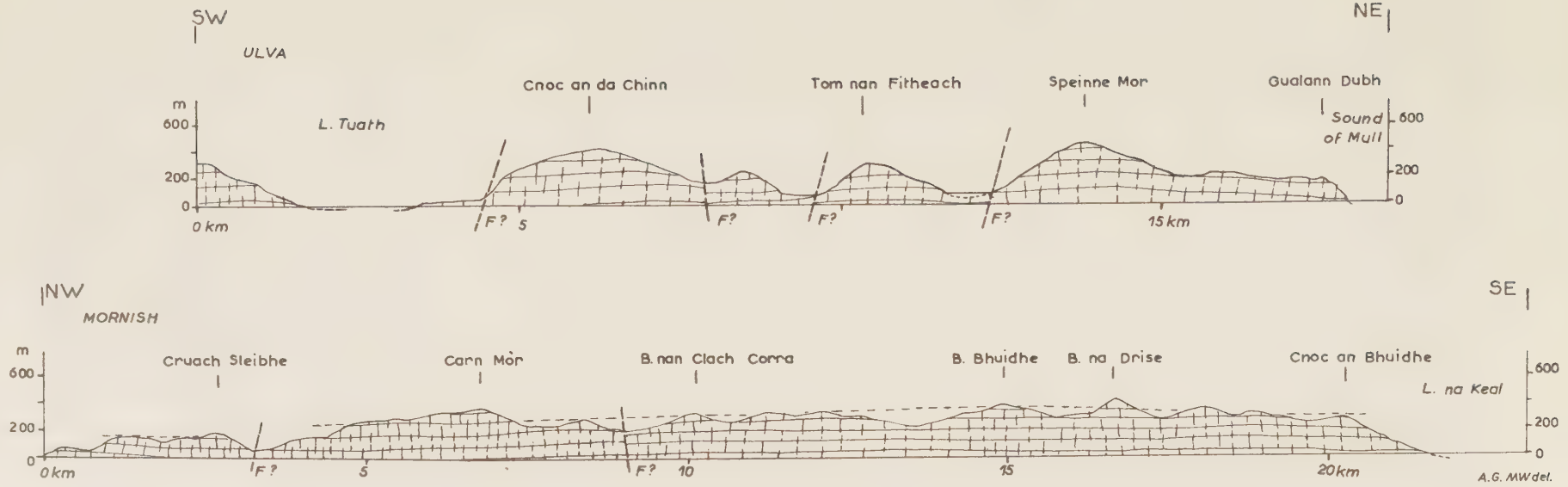


FIG. 139. — *Coupes à travers les plateaux basaltiques du Nord-Ouest de Mull.*
Les deux coupes ont des tracés à peu près perpendiculaires.

2) L'importance des aplanissements récents : la surface écossaise et le niveau pliocène se relayant pour donner au relief ses lignes calmes indépendantes d'un pendage qui ne se manifeste que sur les versants des vallées. Les reliefs résiduels dominant ces plateaux d'érosion sont rares et parmi eux la table du Speinne Mòr est la seule à avoir conservé la trace d'un aplanissement plus ancien, en l'occurence la surface intermédiaire.

3) Le rôle des grandes failles. La dissection des plans d'érosion qui a donné naissance aux plateaux ne s'est pas faite au hasard : elle s'est opérée le long de grandes lignes de fracture parmi lesquelles bon nombre font partie d'un réseau radial. Aussi les traits majeurs du relief s'ordonnent-ils suivant les lieux, de l'WNW-ESE (Ulva) au NNW-SSE (région de Tobermory), mais l'orientation NW-SE reste dans l'ensemble largement prédominante. Les cours d'eau, les glaciers et la mer ont tiré parti de ces zones de faiblesse, en les exploitant chacun pour leur compte, et souvent successivement.

Le secteur étant entièrement situé à l'extérieur de la limite de pneumatolyse des laves *(fig. 138)*, les différences lithologiques internes opposant les volumes de basalte et de scories basaltiques entre eux n'ont pas été effacées par le métamorphisme et nous retrouvons dans le détail du paysage l'habituelle topographie de « trap ». Comme à Skye, ces escaliers ne font que matérialiser les contrastes de résistance entre les coulées massives et saines et les lits d'altération hydrothermale ou subaérienne; plus rarement la présence de feuilles intrusives de dolérite intercalées dans les coulées. Cette topographie classique à ressauts structuraux est réalisée en maints endroits. Le secteur de Mishnish est assez caractéristique à cet égard, car on y voit de manière schématique comment les escarpements nus de roches massives et dures, souvent polis et moutonnés sur leur rebord supérieur alternent avec des banquettes couvertes de végétation où le basalte décomposé dans la masse ou encore écaillé en boules s'effrite au simple toucher. Comme d'ordinaire, les gros éboulis tardiglaciaires libérés par les abrupts se calent sur les replats en formant des talus à pente rectiligne, il en résulte un profil tout à fait géométrique qui peut occuper la presque totalité du versant. Les plus beaux exemples de descente régulière en gradins très continus sont à rechercher — ainsi que nous l'avions déjà observé à Skye — sur les versants dont la pente modérée est tournée dans le même sens que le pendage des bancs de lave : il est hors de doute que dans la vallée transversale jalonnée par les lacs Peallach et Meadhoin, les escaliers présents sur les deux versants sont beaucoup plus caractéristiques du côté nord-ouest grâce à l'inclinaison faible des basaltes vers le Sud-Est.

Parfois, la présence d'un épais manteau de moraine de fond modifie l'allure du versant en lui ôtant partiellement son profil géométrique. Non que le drift ait simplement masqué les inégalités de la pente, mais aussi parce que sa couverture protectrice a empêché toute action efficace de recul sous l'action du gel tardiglaciaire. C'est ce qui s'est passé au Glen Aros, vallée orientée ouest-est qui a servi de piège à moraine de fond pour la glace voyageant du Nord-Est au Sud-Ouest, car son tracé oblique ne suit pas apparemment de grande zone de fracture exploitable. La moitié inférieure des versants jalonnée par des pentes de transition convexes et douces, offre une topographie molle assez inhabituelle qui contraste avec les quelques ressauts supérieurs portant les marques d'une gélivation tardive. Le manteau de boulder-clay qui est à la base des pentes est évidemment responsable de cet état de choses. Il explique aussi par lessivage la quantité anormalement élevée de cailloux et de blocs roulés dans le lit d'un cours d'eau qui ne creuse actuellement que fort peu.

En effet, le même type d'alluvions s'observe dans les ruisseaux adjacents et les proportions respectives de cailloux roulés et anguleux en matériel basaltique sont à peu près les mêmes dans le drift et dans le lit d'une section dépourvue de remblaiement morainique *(fig. 140)*.

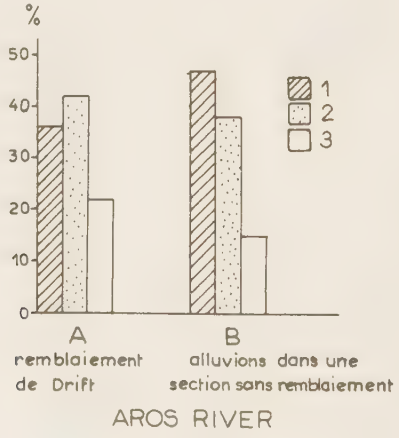


Fig. 140. — *Emoussés « à vue » des cailloux de la rivière Aros (Mull).*
1 : subanguleux; 2 : mal arrondis; 3 : bien arrondis.
Le matériel est basaltique.

Plus fondamental est le changement brusque qui s'opère dans le modelé des versants à partir de l'isthme de Salen. Cette dépression qui coupe presque Mull en deux, forme une frontière morphologique naturelle, car elle coïncide grossièrement avec la limite de pneumatolyse des laves provoquée par la mise en place du complexe intrusif central. Il s'agit d'une ample gouttière dissymétrique qui a été largement exploitée par la glace différente venue du Nord-Est en contournant les montagnes du centre de l'île. Les banales marches d'escalier du versant nord-ouest ont servi à l'installation de petits cirques évasés, au plancher incliné. Rien de semblable du côté sud-est où la topographie de « trap » disparaît pour céder la place à une simple pente rectiligne et raide, taillée dans les basaltes métamorphisés qu'arment des feuilles intrusives redressées. Ce contraste de versants traduit bien les modifications intervenues dans le matériel des coulées.

Les intrusions qui traversent les grandes masses basaltiques du Nord-Ouest de Mull interviennent souvent dans le modelé. Ainsi, au Sud-Ouest de Tobermory, l'existence d'un culot de dolérite (1) est soulignée par la curieuse butte à flancs raides de ' S Airde Beinn, sorte de monadnock, témoin douteux de la surface écossaise, dominant les bas plateaux monotones qui tronquent les coulées de basalte des environs. Traversé par une fracture longitudinale, ce piton a été évidé et forme maintenant une couronne ovale enserrant un petit lac perché. Cette curiosité locale mise à part, ce sont surtout les essaims de dykes accompagnant les fractures d'orientation NW-SE qui jouent un rôle morphologique. Mais bien entendu, ce rôle est inséparable de celui des failles.

Les multiples failles qui découpent les plateaux en une mosaïque de tables et de collines de taille variée ne semblent guère avoir une action directe dans le paysage actuel. On ne saurait trop le répéter, les sommets réguliers des fragments de plateaux dérivent de niveaux d'aplanissements néogènes. Pourtant les accidents tectoniques interviennent largement dans les formes du relief mais de façon indirecte :

1) en modifiant localement le pendage des coulées, donc en introduisant des dissymétries dans les versants des vallées;

2) en imposant à l'érosion linéaire et par conséquent à la dissection qui en est résultée, des zones préférentielles, grâce à la fragilisation du matériel.

Cette intervention des failles dans le relief, nous la voyons réalisée à des échelles différentes.

En ce qui concerne les traits majeurs, nous avons à notre disposition deux bons exemples très significatifs : ce sont les deux vallées voisines du Loch Frisa et de la rivière Bellart. La première est occupée par un grand lac triangulaire de 6 km de long. Le versant nord-est, rectiligne, abrupt et simple correspond de toute évidence à un escarpement de ligne de faille sur une partie de sa longueur. La bordure sud-ouest du lac qui subit dans son tracé un décrochement caractéristique doit épouser successivement deux lignes de fracture différentes, elle est accompagnée par un versant relativement doux et assez irrégulier. Une telle dissymétrie se retrouve dans toute la succession de hauteurs qui domine la vallée au Sud-Ouest, depuis le Tom nam Fitheach jusqu'au district de Quinish. Quant à la vallée de la riv. Bellart, c'est d'un véritable fossé à fond plat qu'il s'agit. Le côté nord-est, raide a un tracé très droit jalonné par de petits cols de diffluence et des éperons tronqués qui s'alignent parfaitement sur un sillon aboutissant à un étroit bras de mer aux environs de Dervaig. Le versant sud-ouest montre le même alignement de formes : il conduit, vers Penmore House, à un beau couloir de diffluence rectiligne, abandonné depuis la fin de la glaciation. Dans les deux cas, les fossés allongés sont bien calibrés grâce à des lignes de faille parallèles ou obliques. Il est clair que le relief dérive d'un ensemble de blocs basculés. Mais la relation n'est pas directe. Les fossés ne sont pas nécessairement calqués sur des grabens ou sur des coins d'angle de faille; ils traduisent seulement une bonne exploitation par les cours d'eau préglaciaires, puis par les glaciers de grandes zones de faiblesse rapprochées et pourraient être appelés « fossés de ligne de faille ». Dans les parties supérieures des talwegs, les moins solidement imprimées, la glaciation a d'ailleurs provoqué des modifications du drainage en favorisant les axes adaptés à la structure : c'est bien visible au Sud du Loch Frisa, où le Gleann Mhic Caraidh, ancien tributaire du Glen Aros, s'est trouvé rattaché à la vallée de la riv. Bellart. Le rebroussement des anciens affluents (Allt Daraich, etc.) est très caractéristique.

A échelle plus modeste, l'utilisation des lignes de fracture suivies ou non par des dykes, a conduit à la création de petits sillons rectilignes séparant des collines en lanières. Parfois le recul des versants en escaliers a été tel que les interfluves se réduisent à de simples « buttes-galettes », comme aux environs de Glengorm Castle par exemple. Beaucoup de ces sillons ne sont plus occupés par des cours d'eau actuels, ou du moins ont un calibre sans commune mesure avec la taille des ruisseaux qui y coulent ainsi qu'on peut l'observer en maints endroits, notamment aux environs de Tobermory. Ils ont été le plus souvent façonnés par la glace se déplaçant vers le Nord-Ouest, mais certains d'entre eux plus vigoureusement incisés à flancs de pente correspondent à des entailles d'eau de fonte datant de la fin de la glaciation. Naturellement, les mêmes zones de faiblesse ont été reprises par des agents d'érosion différents. Ainsi l'Allt Mòr (Mornish) qui suit une fracture le conduisant vers le Nord, au lieu de se jeter dans la baie de Calgary toute proche, utilise un ravin tardiglaciaire, lui-même profondément encaissé dans les basaltes brisés et friables du fond d'un large passage glaciaire guidé par l'accident tectonique.

(1) Malgré sa résistance évidemment supérieure à celle des basaltes environnants, la roche a souffert d'un début d'altération postglaciaire ainsi qu'en témoignent les nombreuses cupules qui taraudent les surfaces des roches moutonnées.

Il n'est pas jusqu'au tracé des côtes qui ne soit guidé par les failles. La bordure rectiligne du Loch Tuath, où du côté nord-est s'aligne un cortège d'éperons tronqués et de creux marginaux de diffluence glaciaire, peut difficilement s'expliquer autrement que par l'exploitation d'une ligne de faille orientée NW-SE. Quant à l'île d'Ulva, elle est héritée d'un bloc basculé indépendant, puisque ses pendages dirigés vers le Nord sont tournés dans une direction différente de ceux de Mull au voisinage. Ses rivages sont profondément marqués par l'influence des fractures, non seulement à l'alignement de falaises mortes sur la côte sud, mais encore le long du détroit qui la sépare de Gometra : Am Bru. Cette coupure rectiligne qui mesure 2 km de long mais ne dépasse pas quelques dizaines de mètres de large à l'endroit le plus resserré, épouse sans doute le prolongement d'un grand accident visible à Mull aux environs de Kilninian. Utilisée d'abord par deux cours d'eau à tête opposée qui lui ont donné un élargissement progressif de part et d'autre d'un secteur médian extrêmement étroit, elle a été ensuite exploitée par la mer préglaciaire, car les restes de rivages de cette époque sont visibles à proximité. Empruntée par la glace, modelée par le gel sur des versants que parsèment encore de gros éboulis caractéristiques, elle a été de nouveau reprise par l'érosion marine qui a commencé à retoucher la bordure est la mieux exposée. Une coupure analogue mais moins profonde a provoqué un peu plus à l'Ouest, l'étranglement de Gometra.

Parmi les plateaux basaltiques redressés en bordure de complexe volcanique de Mull, ceux du *Morvern* méritent sans conteste le mieux le qualificatif de cuesta *(fig. 141)*. Le relief de côte annoncé par quelques buttes-témoins typiques à chapeau de laves dresse son front vigoureux au-dessus d'une dépression subséquente occupée par un chapelet de lochs que drainent deux écoulements tournés en sens inverse. Deux autres types de drainage non moins classiques se partagent le reste du réseau hydrographique : de courts ravins obséquents dévalant le front; la rivière Aline et son prolongement le Loch Aline qui empruntent une profonde trouée figurant de toute évidence une vallée conséquente tributaire du Sound of Mull. Mise à part cette interruption et la coupure moins importante effectuée par l'axe obséquent de la riv. Barr, la cuesta est très continue. Elle se suit

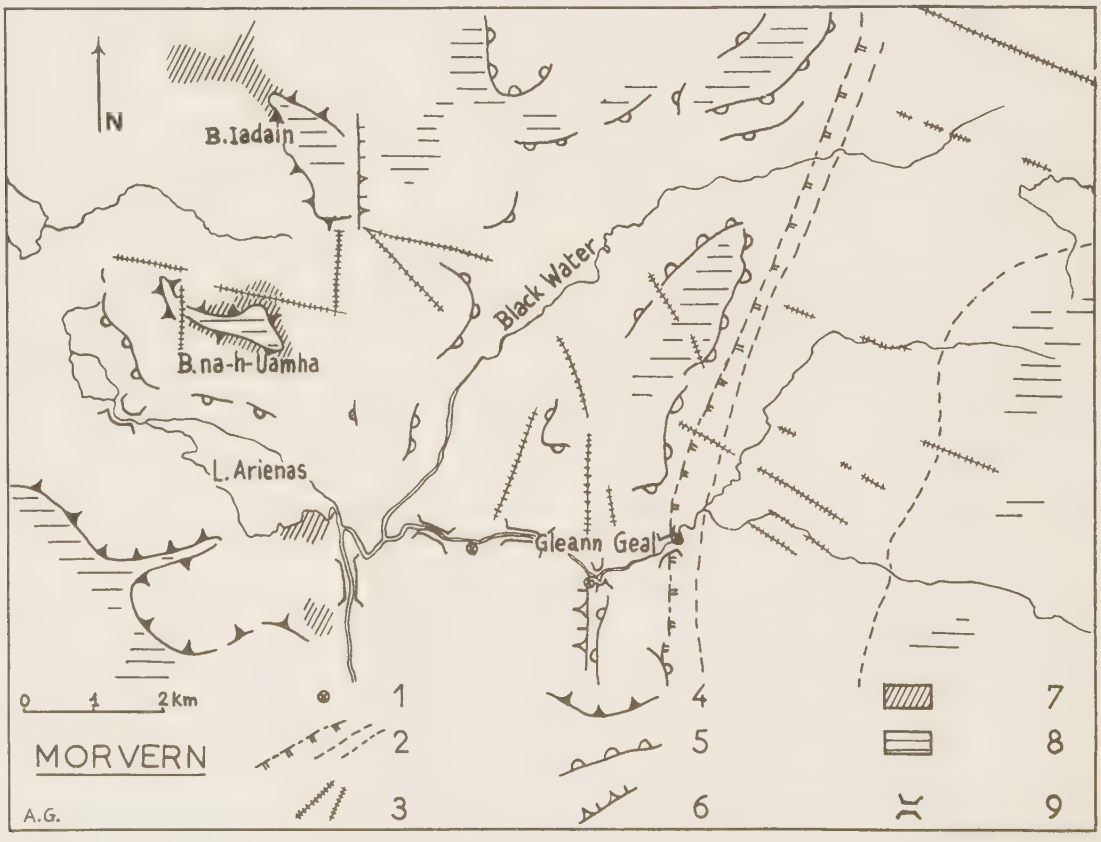


Fig 141. — *La partie centrale du Morvern.*

1 : point de comptage des alluvions; 2 : limite du bassin de granite et divisions internes; 3 : creux de fracture (avec ou sans dykes); 4 : escarpement de basalte; 5 : abrupt dans le gneiss moinien; 6 : escarpement de faille ou de ligne de faille; 7 : éléments dérivés d'une topographie prébasaltique; 8 : éléments des deux surfaces élevées d'aplanissement tertiaire; 9 : verrou et gorge.

sur plus de 20 km du Nord-Ouest au Sud-Est depuis le rivage à l'Est d'Auliston Point jusqu'à la Table of Lorn où elle se trouve brutalement interrompue par la faille méridienne d'Innimore qui relève le socle du compartiment oriental de la presqu'île. Il est vrai que le commandement varie beaucoup d'un point à l'autre, en raison des inégalités du socle sous-jacent (v. p. 438) : réduit parfois à quelques dizaines de mètres, il peut atteindre par endroits près de 300 m au-dessus des creux du socle où subsiste une couverture de sédiments secondaires.

Si les couches sédimentaires meubles intercalées entre les épaisses masses de basalte et le gneiss ont largement contribué à la netteté du profil de la cuesta, en revanche elles comptent fort peu dans le total de la dénivellation, à cause de leur puissance réduite. Le plus souvent, les escarpements de lave descendent très bas en donnant au front une allure massive et imposante. Cette impression de muraille sombre, nous la trouvons par exemple au Sud-Ouest du Loch Arienas, entre Aoineadh Beag et Aoineadh Mor *(photo 46)*, dans un secteur où le basalte a son épaisseur maximale (370 m au Sithean na Raplaich, immédiatement en arrière, d'après J.F. Scott [395]). La rigidité du profil est donnée par l'importance de la partie supérieure escarpée qui peut avoir jusqu'à 200 m, et occuper ainsi jusqu'aux deux tiers de la hauteur totale. Plus que d'une corniche unique, il s'agit d'une succession d'escarpements séparés par des banquettes recouvertes d'éboulis qui soulignent les empilements de coulées légèrement inclinées. Perpendiculairement, de grandes fissures continues traversant ces abrupts ont été utilisées par des ravins obséquents. L'ensemble donne une impression de raideur géométrique qui n'est atténuée que tardivement, à la base par l'adoucissement des pentes d'éboulis masquant les sédiments. Si ces éboulis — d'ordinaire assez fins car les basaltes altérés et friables ont fourni surtout des fragments de blocs, des cailloux et même du gravier — finissent par rendre le profil concave, ils apparaissent en général dans le paysage sous forme de talus étonnamment modestes. Il semble y avoir une contradiction entre l'importance du recul qu'implique la vigueur du front de cuesta et la rareté des éboulis au pied.

Effectivement une des caractéristiques essentielles de la cuesta du Morvern, valable pour la quasi-totalité de sa longueur, est la netteté du front, même dans les secteurs à commandement faible. Dès qu'à 2 km à l'Est d'Auliston Point, apparaît en bordure du rivage une fausse falaise à évolution continentale, une corniche s'individualise dans le haut de la cuesta. Cette corniche ne cesse d'accompagner l'accident topographique, même quand ce dernier se réduit à un abrupt mineur de quelques dizaines de mètres. Il est clair qu'une telle particularité traduit en premier lieu l'importance du recul des basaltes au Quaternaire sous l'action du gel et des glaciers de cirques. Si la cuesta du Morvern est si vigoureuse c'est précisément qu'elle a bénéficié de son exposition vers le Nord-Est. Dès le Torr nan Con au Nord, dans une encoignure de socle et de laves on voit se dessiner une topographie naissante de cirque mais l'épaisseur réduite du basalte et l'altitude faible n'ont pas permis aux formes de se développer. Il faut attendre que la puissance des masses de laves devienne plus grande, à partir du Loch Doire nam Mart, pour que de vastes cirques très réguliers échancrent le rebord du plateau en donnant à la cuesta un tracé festonné. Un des plus beaux exemples est An Coire, ample cirque elliptique bordé par deux éperons effilés. L'étroite échine basaltique d'An-t-Sreang longue d'1,3 km mais large seulement de 150 m, qui sert de « cloison-limite » au Nord-Ouest, correspond à une inversion de relief par rapport aux affleurements de socle encadrants. An Coire a d'imposantes et massives parois de fond qui lui donnent un profil redressé quoique nettement concave. Dans ses dimensions, l'importance de la profondeur par rapport à la hauteur est assez surprenante; elle semble témoigner justement d'un recul considérable. Il convient toutefois d'envisager la possibilité d'un profond rentrant préglaciaire réalisé par un cours d'eau obséquent, car l'inclinaison régulière du plancher vers l'aval, l'unité d'un drainage assez hiérarchisé au profit de l'Allt a' Choire qui a reculé sa tête de source au-delà du front de côte jusqu'à un col de diffluence glaciaire (Dubh Bhealach), sont des indices à ne pas négliger. Le Coire Slabhaig, cirque situé à l'Est du Loch Aline, a peut-être un tracé moins régulier que le précédent mais il montre de façon beaucoup plus significative l'ampleur du recul des versants de laves exposés au Nord. En effet, il est logé à l'extrémité sud-est de la cuesta, au contact avec les gneiss relevés par la faille d'Inninmore Bay. Si les plateaux d'érosion de la surface intermédiaire nivellent la faille et ont une similitude d'altitude et d'allure dans les basaltes du Glas Bheinn et les gneiss du Mam a' Chullach, leurs rebords septentrionaux foncièrement différents par la forme, traduisent un contraste saisissant d'évolution. Dans les gneiss, le versant nord est un plan incliné et régulier qui ne dépasse guère 10° depuis le sommet du Mamm a' Chullaich. Malgré l'abondance des traces laissées par les glaciers (roches moutonnées, stries...) il a été fort peu retouché pendant le Quaternaire froid. Au contraire, la bordure nord et nord-est du Glas Bheinn est une authentique paroi de cirque taillée dans les basaltes. Son profil concave comporte une grande corniche suivie d'un talus d'éboulis surmontant le Trias. Aux marques de gélivation partout présentes, s'ajoutent les effets de la solifluxion dans les débris terreux de décomposition des laves. Il est donc certain qu'au Coire Slabhaig la netteté du front de cuesta résulte de l'efficacité des actions quaternaires sur les versants. Bien entendu, cela ne signifie pas que la totalité du recul des basaltes par rapport au gneiss, responsable du dégagement local d'un escarpement de ligne de faille, soit à mettre au compte du Quaternaire froid. La meilleure preuve est qu'au pied du cirque nous retrouvons le niveau pliocène habituel. Mais on peut admettre, sans invraisemblance, que le raidissement général des versants taillés dans les roches gélives au Quaternaire, a trouvé le long de la cuesta du Morvern un magnifique champ d'application dans les basaltes du front.

Un fait nous semble du reste assez significatif, c'est la présence en plusieurs endroits d'une corniche de laves *en retrait* par rapport aux sédiments sous-jacents. Cette disposition, déjà observée à Skye, n'est explicable que par un recul rapide du basalte sous l'action du gel, dégageant une banquette dans les roches sédimentaires fragiles qui avaient jusque là bénéficié de la protection de l'épaisse carapace des coulées. Ainsi au-dessus de Larachbeg (riv. Aline) un replat de Trias — du conglomérat emballé dans une matrice rougeâtre assez friable — est parfaitement visible en dessous des abrupts de basalte. Large d'une centaine de mètres, il a servi de plan d'arrêt pour les éboulis venus du haut. De la même manière la faille méridienne qui longe le Loch Aline du côté Est et conduit à Ardtornish Point a pu être localement remise en valeur par un recul du basalte sur les sédiments crétacés, encore que la dissection de l'Allt na Samhnachain ait servi ici de point de départ. La faille dont le tracé passe à la surface du plateau, se traduit soudainement au passage de ce cours d'eau tributaire du Loch Aline, par un magnifique petit amphithéâtre de 400 m de long, 150 m de large, très ouvert à l'Ouest. La base est occupée par une tourbière horizontale; la bordure orientale escarpée laisse apparaître de haut en bas : les masses sombres des coulées basaltiques, un banc de grès blanc cénomanien et enfin les sables verts glauconieux du Cénomanien inférieur. Il fait peu de doute que cette dernière couche très meuble a été sapée par l'incision du cours d'eau en provoquant une exploitation du contact par faille. Mais au Quaternaire froid, l'évolution a été latérale et a conduit à individualiser un authentique escarpement de ligne de faille. Les basaltes fragilisés par leurs fissures et par l'état d'altération dans lequel ils se trouvent parfois, se sont finalement montrés plus gélifs que les bancs massifs de grès et de sables sous-jacents qui bénéficiaient au contraire d'une induration par le gel. Aussi ont-ils reculé en dégageant une banquette de grès qui, à la traversée en cascade du ruisseau, forme surplomb au-dessus des sables verts.

Naturellement les versants des buttes-témoins n'ont pas échappé à la règle. Les chapeaux de laves soumis à l'active action du gel quaternaire laissent parfois affleurer une bordure de sédiments. Au B. nah Uamha par exemple, la corniche raide de basaltes très fissurés qui a reculé et nourri un éboulis en masquant un ancien versant de décomposition en boules, a permis à des abrupts de grès cénomanien blanc de créer une rupture de pente de 1 à 10 m de haut sur le versant sud.

Si la vigueur du front de la cuesta tient pour une bonne part au raidissement sous l'effet d'une active gélifraction, il s'explique également par un nettoyage glaciaire, faute duquel les versants auraient été rapidement empâtés par les débris. Le volume si fréquemment réduit des talus d'éboulis n'a pas d'autre explication.

Au cours du maximum glaciaire, la glace de l'inlandsis voyageant du Nord-Est au Sud-Ouest transversalement au tracé de la cuesta, était peu apte à remplir ce rôle de balai. Par contre, les glaciers de cirque et surtout les glaciers de vallée ont participé à cette évacuation des fragments de roches éclatées par le gel. Parmi les derniers, il faut réserver une place particulière au glacier qui a exploité le contact du socle et des plateaux de basalte en surcreusant la dépression subséquente et donc en accusant encore la netteté de la cuesta. Ainsi s'éclaire la genèse du chapelet de lochs qui borde le relief de côte. Bras de mer ou lacs d'eau douce, ils occupent tous une cuvette dont le fond se situe en dessous du niveau de la mer. Il convient néanmoins de ne pas exagérer cette action de surcreusement, car les profondeurs des lacs sont modestes (14,5 m au maximum pour le Loch Doire nam Mart, soit — 3,5 m en dessous du zéro marin; respectivement 35 m et — 24,5 m pour le Loch Arienas) et la partie la plus orientale de la cuesta qui n'a pas bénéficié de la présence d'une vallée subséquente, garde malgré tout un profil bien marqué. Les sols de décomposition préglaciaire qui occupent la base du versant non loin de la bordure sud du Loch Arienas sont d'ailleurs là pour nous inciter à la prudence.

Enfin, il reste à faire intervenir un troisième facteur pour expliquer la netteté du front de côte, c'est le caractère généralement timide de l'évolution postglaciaire; évolution où agissent, du reste, des processus variés qui ne tendent pas toujours à oblitérer les formes. Les glissements de terrain existent, mais ils sont loin de revêtir l'ampleur qu'ils avaient dans le Nord de Skye. Dans le Morvern les basaltes sont moins épais, l'appel du niveau de base local moins puissant, car la cuesta est moins haute, et jamais ne se rencontrent d'épaisses séries sédimentaires lubrifiantes propres à créer des phénomènes de glissement. Il faut aller en bordure du Sound of Mull pour avoir des lits de shales d'argiles et de marnes suffisamment épais et rapprochés : sur les pentes de l'escarpement continental d'Aoineadh Beag qui domine Ardtornish Bay par exemple, les glissements des couches de Lias sous la masse des basaltes ont donné naissance à une topographie boursoufflée très caractéristique. Sur le front de la cuesta, les glissements de terrain sont surtout localisés vers Ardantiobairt, car à l'abondance du basalte décomposé s'ajoute l'appel au vide provoqué par la cuvette orientale du Loch Teacuis logée dans un creux du socle. Le profil de la côte perd beaucoup de sa régularité et de sa raideur à cet endroit : des buttes pointues d'altitude décroissante, où les bancs de basalte sont redressés de façon anormale, se succèdent le long de failles panamiennes. Cette topographie confuse voisine avec une série de bourrelets convexes issus d'une solifluxion banale dans les laves soumises à une profonde altération. Sur le flanc sud-ouest du B. Iadain, s'observent également des glissements de terrain à pinacles. Ils semblent avoir été favorisés par un pendage des laves qui plonge dans le même sens que la pente du versant.

Si les mouvements de masse — anciens pour les glissements de terrain, toujours actuels pour la solifluxion — ont localement abimé le front de la cuesta, en revanche le ravinement a plutôt tendance à dégager la base des

escarpements des débris qui peuvent les encombrer, quitte à créer plus bas un cône de déjection à profil un peu convexe, comme à l'Ouest de Sornagan sur le rivage septentrional. Des exemples parfaitement clairs sont visibles dans la partie inférieure des parois d'An Coire et d'Aoineadh Beag. Les talus morts d'éboulis fins constitués essentiellement de petits blocs, cailloutis et graviers mêlés à une terre brune de décomposition sont entaillés par un profond ravinement torrentiel qui les découpe en facettes triangulaires et dégage ainsi la base des abrupts de roche en place. De la même manière, les éboulis des flancs du B. na Uamha sont également la proie d'un ravinement actif qui fonctionne par intermittence.

Résumons-nous. Dans le bilan global de l'évolution quaternaire, les processus qui tendaient à raidir le front de la cuesta l'ont jusqu'ici nettement emporté sur ceux qui avaient au contraire pour résultat de dégrader l'escarpement. Ainsi s'explique la netteté des formes actuelles.

Si le front de côte du Morvern est très caractéristique, le revers l'est beaucoup moins, car il est découpé en plusieurs gradins par les aplanissements tertiaires comme pour la cuesta de Trotternish (Skye). En montant sur le sommet du Sithean na Raplaich, relief résiduel dominant la surface intermédiaire et l'ensemble de Morvern volcanique, il est aisé de constater que la descente vers le Sound of Mull n'est pas régulière mais accidentée par trois grands paliers qui recoupent les coulées de basaltes inclinées.

Cet étagement, sans nuire beaucoup à l'impression d'ensemble, a l'avantage de nous permettre de dater approximativement la formation du relief de cuesta. A en juger par la présence de la surface écossaise de part et d'autre du Loch Teacuis, sur le biseau du front et en face à la fois sur le socle et sur une butte-témoin, on peut déduire que la cuesta, comme la plupart des reliefs structuraux, ne s'est nettement individualisée dans le paysage qu'à partir de la profonde reprise d'érosion, responsable du défoncement de la surface écossaise. Puisque dans la partie occidentale du relief de côte, des témoins de surface intermédiaire subsistent aussi bien en arrière en formant la ligne de partage des eaux, qu'en avant sur des buttes-témoins (B. Ghormaig), il est logique de supposer que l'emplacement de la vallée subséquente du Loch Teacuis était déjà préfiguré dès l'époque du façonnement de l'aplanissement écossais. Le même phénomène se reproduit le long de l'axe conséquent représenté par le Loch Aline, la riv. Aline et les affluents du Gleann Geall et du Gleann Dubh et jalonné par une série de vestiges de la surface écossaise. Entre ces deux ensembles, existe un hiatus dépourvu de reste d'aplanissement écossais et où seule est présente la surface intermédiaire : il correspond au rétrécissement de la dépression subséquente et se localise en gros vers la limite des drainages du Loch Teacuis et du Loch Arienas. En dépit des apparences — le seuil de partage est à moins de 30 m d'altitude — il n'y a donc pas lieu de supposer que la glaciation a profondément désorganisé le drainage en avantageant l'axe conséquent aux dépens d'une ancienne vallée que l'on aurait pu supposer continue du Gleann Geal au Loch Teacuis. Pas plus que l'aplanissement écossais, le niveau pliocène n'accompagne de bout en bout cet ensemble. La glace, voyageant vers le Sud-Ouest, n'a fait que concrétiser les avantages acquis par le drainage conséquent, tributaire du Sound of Mull. Dans cette profonde vallée du Loch Aline, la disparition presque totale du niveau pliocène pourtant largement présent en amont, ne doit pas nous étonner outre mesure : 1) pour une vallée conséquente, le rétrécissement au passage de la cuesta peut être considéré comme normal et la banquette d'érosion devait singulièrement se rétrécir à l'emplacement du Loch Aline, comparativement à l'extension prise en amont de l'entonnoir de percée conséquente. 2) Le surcreusement glaciaire s'est opéré naturellement à l'endroit le plus étroit, en bénéficiant de la présence des sédiments sous la carapace de laves. La cuvette du Loch Aline se termine brusquement au débouché sur le Sound of Mull, précisément quand cessent les affleurements de roches sédimentaires, remplacés par le basalte discordant qui s'incline vers le Sud. Quant à la puissante branche de glacier qui divergeait vers le Nord-Est, en suivant le pied de la cuesta, elle n'a pu qu'abaisser le seuil séparant les deux drainages opposés, et favoriser finalement le calibrage de la dépression subséquente.

Que le long détroit du Sound of Mull représente une ancienne vallée fluviatile creusée dès avant la glaciation puis ennoyée, ne fait guère de doute. Plusieurs témoignages convergents en font foi :

1) les profondes masses de basalte pourri qui jalonnaient les versants préglaciaires soumis à la décomposition chimique subsistent en maints endroits, en dépit du passage répété des glaciers. De beaux exemples sont visibles sur la côte nord du Sound, dans le Morvern, notamment au Tom na Croiche, et dans la section comprise entre Achabeg et Lochaline. En ce dernier lieu, on voit clairement la superposition d'un épais sol de versant brun-beige passant vers le haut progressivement au sol actuel, sur les lits rouges des paléosols tropicaux (ou d'altération hydrothermale).

2) Les vallées qui débouchent dans le Sound n'ont rien de gorges de raccordement postglaciaires. Le Loch Aline qui correspond à la plus profonde, occupe un emplacement creusé de longue date, ainsi que nous l'avons vu plus haut, jalonné du reste par des vestiges épais de sols de décomposition préglaciaire (Kinlochaline par exemple). Il est significatif que dans le fond de la gorge du Dearg Allt qui suit une ligne de faille pour se jeter dans Inninmore Bay, on trouve des placages de moraine de fond, témoins de l'ancienneté d'un creusement lié au niveau de base du Sound of Mull.

3) Certaines formes escarpées mais sinueuses, situées de part et d'autre du détroit ne peuvent guère être interprétées que comme les restes des grands méandres encaissés de l'ancienne vallée fluviatile. Il y a d'abord la curieuse baie d'Ardtornish en demi-cercle, bordée en arrière par l'escarpement continental arqué d'Aoineadh Beag et suivie par le promontoire convexe d'Ardtornish Point. Certes l'influence de la structure (faille du Loch Aline) est indéniable, l'ancien pédoncule a été abimé par la diffluence glaciaire, mais les formes restent malgré tout caractéristiques. La baie voisine d'Inninmore a peut être la même origine, mais son dessin est moins caractéristique, car la grande faille méridienne qui y débouche a été mieux exploitée. Plus au Nord-Ouest, on peut également signaler, sur la côte de Mull cette fois, le grand abrupt en arc de cercle très régulier du pied du Gualan Dhubh. Hérité vraisemblablement d'une rive concave de méandre recoupant à l'emporte-pièce le niveau pliocène, il contraste vigoureusement avec la topographie irrégulière de croupes de diffluence qui lui fait face, de l'autre côté du Sound, dans le Morvern. Enfin, à l'extrémité nord de Mull, on ne peut manquer d'être frappé par le magnifique amphithéâtre que constitue Bloody Bay. Sa courbe d'un arc de cercle très pur s'inscrit comme un accident dans le bassin irrégulier des côtes. Inexplicable par la structure ou par l'érosion marine, il apparaît comme un puissant escarpement continental encore bordé d'éboulis à la base, qui a vigoureusement mordu sur le bas plateau d'érosion pliocène, haut d'une centaine de mètres à cet endroit. Si l'évolution de la partie supérieure sous l'action du gel quaternaire est évidente, l'origine la plus plausible est à rechercher dans le sapement latéral causé par un important cours d'eau à méandres.

Reste à savoir si le Sound of Mull épouse l'emplacement d'une grande vallée unique ou au contraire de deux cours d'eau à écoulement opposé. Le problème a déjà été débattu (ch. III). La présence d'îlots au beau milieu du détroit, à l'Est de Salen, coïncidant avec une interruption de la banquette bordière pliocène, on serait tenté de placer là un ancien seuil de partage entre deux parties supérieures de vallées. Mais la régularité du calibre du Sound, l'importance du gabarit des restes de méandres encaissés, empêchent de s'accrocher à cette hypothèse. Si l'on tient compte de la double dissymétrie des formes de méandres qui subsistent, de l'angle de branchement de l'affluent principal, le Glen Forsa, avec le Sound, du mode de jonction du Sound lui-même avec le prolongement du Loch Sunart, il est clair que l'écoulement se faisait vers le Nord-Ouest. Pas plus que dans les districts de Kingairloch de Sunart et d'Ardgour, on ne voit pas pourquoi l'idée d'un ancien écoulement « conséquent » à la pente d'ensemble des Highlands, et dirigé vers le Sud-Est, devrait être considérée comme un dogme intangible (1).

Deux ensembles de plateaux basaltiques basculés en sens inverse flanquent symétriquement dans les districts d'*Ardmeanach* et de *Brolass* l'ample gouttière ennoyée du Loch Scridain *(fig. 142)*. Nombreux sont les liens de parenté unissant ces deux presqu'îles qui font partie de la cuesta périphérique de laves enveloppant le complexe volcanique de Mull :

1) Plateaux d'érosion tronquant les coulées de lave inclinées, ils offrent la classique ordonnance de quelques grands plans étagés, dont la surface monotone et tourbeuse s'oppose aux flancs sculptés par des gradins structuraux.

2) Un pendage tributaire à la fois du centre du complexe volcanique et de l'esquisse de gouttière synclinale du Loch Scridain — E ou SE pour Ardmeanach, N ou NNW pour Brolass — a pour effet de créer une dissymétrie fondamentale de la topographie : la descente relativement lente et progressive vers le bras de mer interne du Loch Scridain a pour contre-partie une brutale interruption des plateaux vers l'extérieur, sous forme de deux grandioses escarpements tournés en sens opposé. Ces cuestas d'évolution mixte continentale et marine, sont couramment sujettes à des glissements de terrain en raison de l'appel au vide provoqué par la mer, et de la présence de sédiments secondaires sous l'épaisses carapace de laves.

3) A la dissymétrie topographique s'ajoute une dissymétrie du réseau hydrographique. Les cours d'eau tributaires de la vallée ennoyée du Loch Scridain, axes péneconséquents, sont de beaucoup les plus longs et les mieux organisés; mais ils ont été parfois victimes des renversements de têtes de drainage opérés par les glaciers diffluents et divergents à partir du Loch Scridain, au profit des courtes vallées obséquentes.

Dans toute la presqu'île d'Ardmeanach, et au moins jusqu'au B. Charsaig dans Brolass, la topographie de surface des fragments de plateaux est d'une étonnante simplicité qui s'explique par sa coïncidence avec des plans d'érosion. Deux aplanissements tertiaires sont surtout représentés : la surface écossaise qui a laissé de larges vestiges très réguliers dans Brolass, mais est presque totalement absente de la partie occidentale d'Ardmeanach, sans doute en raison du recul de la côte; la surface intermédiaire qui égrène son chapelet de tables isolées très caractéristiques. Quant au niveau pliocène, il accompagne les principales vallées amples à versants doux (Beach Riv., Gleann Seilisdeir par exemple) et jalonne les bordures du Loch Scridain en formant un palier dont l'altitude diminue régulièrement vers l'Ouest.

Si l'évolution des versants de dissection a conduit bien souvent à l'apparition d'une topographie de trap sur laquelle il est inutile de revenir, elle s'est accompagnée parfois d'une dissymétrie transversale des vallées, dont

(1) J. F. Scott admet cette hypothèse pour le Sound of Mull et le Loch Sunart sans même la discuter [395].

il faut rechercher l'origine. Pour le Glen Leidle qui entame les plateaux de surface écossaise dans Brolass, c'est la structure qui est en la cause. L'axe de la vallée coïncide sur la plus grande partie de sa longueur avec la limite de métamorphisme des laves. Aussi est-il normal de rencontrer, comme dans l'isthme de Salen, un contraste dans le profil des versants : celui de l'Ouest est marqué par la banale topographie en escaliers, tandis qu'à l'Est une pente régulière et légèrement convexe, de 15° en moyenne, conduit à la petite entaille du fond du Glen. L'opposition cesse avec le coude supérieur de la rivière et le passage vers le vallon de Carsaig Bay, précisément quand la limite de pneumatolyse oblique vers l'Est.

Au Glen Seilisdeir (Ardmeanach), cette explication n'est pas valable, puisque la vallée traverse uniquement des coulées de basalte ordinaire. Pourtant le versant nord-est, très simple, presque rectiligne ou un peu convexe est bien différent des pentes irrégulières qui lui font face avec leurs abrupts et leurs replats. Le pendage presque nul ou faiblement incliné vers l'Est est incapable de rendre compte d'un tel contraste. Dans ce cas, il est préférable de faire intervenir les différences d'exposition climatique; le versant sud-ouest exposé au Nord-Est ayant été sculpté par des cirques naissants qui ont installé leur plancher sur une banquette de surface écossaise. Quant au Gleann Doire Dhubaig (Nord d'Ardmeanach), sa dissymétrie résulte à la fois de la présence d'un grand cirque entamant les plateaux d'A' Mhaol Mhòr du côté ouest et de la position de la vallée voisine de la frontière des laves métamorphisées.

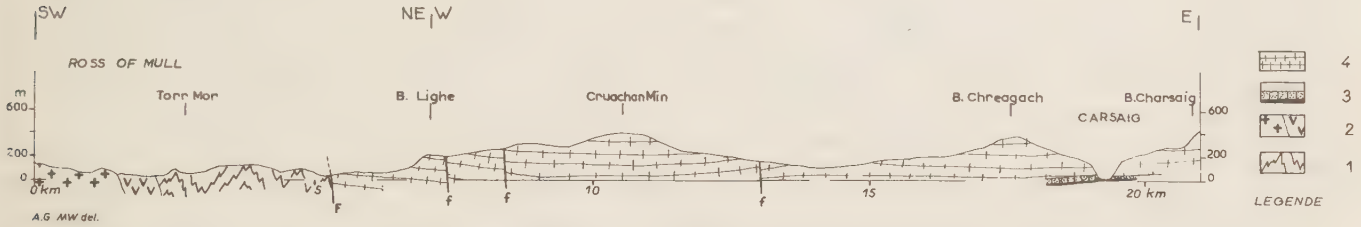


Fig. 142. — *Coupe dans la péninsule de Ross of Mull-Brolass.*
1 : socle moinien (micaschistes); 2 : granite et auréole de métamorphisme dans les micaschistes; 3 : sédiments secondaires, shales du Lias et grès cénomaniens; 4 : basalte tertiaire.

Quand on se rapproche du centre volcanique à partir du B. Charsaig dans le Brolass l'apparition de feuilles intrusives traversant les basaltes introduit quelque variété dans la morphologie des plateaux. La plupart de ces intrusions sont des cone-sheets basiques nettement inclinés vers le complexe central de Mull, et aptes, de ce fait, à se traduire dans le modelé par des formes dissymétriques. Ainsi la table du Sròn Bhreac et du B. Charsaig, fragment de surface intermédiaire conservé dans la dolérite, — le dessin curieux en Y reflète exactement celui de l'affleurement — est-elle cernée au Sud et à l'Ouest par des escarpements bordés d'éboulis, tandis que sur les autres côtés les pentes sont douces. Même contraste au Cruach Inagairt voisin, au Cruach nan Con, etc. Les témoins de surface écossaise en contrebas n'échappent pas à cette influence structurale et ont leurs flancs vigoureusement marqués par la présence des sills. Le profil du versant méridional du B. nan Gobhar, avec ses deux groupes de cone-sheets inclinés respectivement à 8° et 5-6°, en offre un bon exemple : l'ensemble supérieur émerge d'un plateau d'érosion et forme une corniche bordée d'éboulis qui domine le second ensemble au replat d'An Sithean. Aux feuilles de dolérite, s'ajoutent par endroits les cone-sheets acides, par exemple au B. nam Feannag ou à An Sgulàn. Quant aux volumes de mugearite intercalés dans le basalte, ils donnent naissance à des dos arrondis et convexes qui se signalent à l'attention par leur couleur claire : Cruach Inagairt, Maol na Croige, Maol nan Uan. Solidaires des autres coulées par leur pendage, ils n'introduisent pas, à l'inverse des cone-sheets, de dissymétries topographiques.

La structure peut intervenir d'une autre manière dans la morphologie des plateaux de laves : par les accidents tectoniques qui guident la dissection des formes d'érosion. Toute l'extrémité occidentale d'Ardmeanach est traversée par des failles entrecroisées d'orientation NW-SE et WNW-ESE ressuscitant dans le paysage par des vallons et des sillons de ligne de faille, localement par des escarpements de ligne de faille, le rôle de la tectonique, entre les lambeaux d'un plateau de surface intermédiaire. Ces vestiges s'ordonnent en un grand arc de cercle autour d'un hémicycle déprimé, tourné vers le Loch Scridain, aux environs de Tavool House. Ce creux, qu'on serait tenté d'appeler demi-bray, traduit l'évidement d'un petit anticlinal transversal affectant les basaltes. La mise en valeur est antérieure à l'élaboration du niveau pliocène qui forme banquette sur le pourtour. Dans Brolass, sur la côte occidentale du Loch Buie, failles et ondulations se combinent pour festonner la terminaison des plateaux de laves.

Les grands escarpements qui limitent brutalement les péninsules d'Ardmeanach et de Brolass du côté externe ne sont pas de classiques cuestas du genre de celle du Morvern. Certes, on y retrouve les mêmes traces d'évolution continentale laissées par le Quaternaire froid, mais, en dépit d'un recul assez important des basaltes, le tracé général reste trop dépendant du dessin du rivage pour qu'on puisse nier le rôle de l'érosion marine, d'autant

que cette dernière dispose d'un long fetch en direction de l'Ouest pour Ardmeanach, du Sud ou du Sud-Ouest pour Brolass.

L'escarpement côtier du Brolass méridional est caractéristique à cet égard. Son tracé fort peu indenté suit fidèlement la côte et ne s'en écarte qu'à partir de Rudha Dubh, sur le rivage occidental du Loch Buie, précisément quand l'érosion marine faiblit. Les variations de hauteur ne sont pas moins instructives. La dénivellation la plus grande — plus de 250 m par endroits — s'observe aux environs de Malcolm's Point, dans un secteur très exposé où une grande falaise de basalte recoupe à l'emporte-pièce un élément tabulaire de surface écossaise. L'ampleur de l'escarpement diminue régulièrement vers Carsaig Bay, mais augmente un peu à l'Est de ce rentrant, pour baisser de nouveau dans le Loch Buie. Il est significatif que l'accident topographique perde beaucoup de sa simplicité et de sa raideur le long de la côte abritée de ce dernier bras de mer. Le saillant qui est à l'Est de Carsaig Bay est occupé par des falaises dont l'origine marine est indiscutable. Bien que mortes et jalonnées par quelques éboulis à leur pied, elles ont gardé dans le matériel basaltique duquel elles sont taillées, les traits imprimés par l'érosion marine au cours du stationnement de la mer à un niveau supérieur au zéro actuel. Une ancienne plate-forme d'abrasion très typique, accidentée de pinacles et sillonnée par des dykes arasés, borde en effet le rivage un peu au-dessus des cordons de tempête de l'estran actuel : elle appartient de toute évidence au littoral soulevé inférieur d'âge postglaciaire. Ce rivage ancien, nous le retrouvons dans le fond de la baie de Carsaig, sous forme de plage perchée. Mais dans ce rentrant assez abrité, il serait imprudent d'attribuer à la mer une part trop importante dans la création des formes raides. L'escarpement côtier présente, en effet, bien des signes d'une évolution continentale. La minuscule plaine littorale de Carsaig provient du comblement d'une auge en cul-de-sac, elle-même aménagée par la langue glaciaire diffluente du Glen Leidle, le long d'une petite vallée de ligne de faille. La terminaison brusque d'amont adaptée au contact du basalte avec les sédiments sous-jacents n'est autre que la limite de surcreusement. Bien que réentaillée par les cours d'eau en cascades, elle montre bien les marques de l'action glaciaire. Quant aux falaises qui encadrent la baie, elles sont pour la plus grande part des escarpements continentaux, des « fausses falaises ». Ainsi, du côté ouest, au Sròn nam Boc, le profil comporte de haut en bas sur 200 m de dénivellation : une grande corniche double de basalte lardé de dolérite, des pentes d'éboulis masquant les sédiments meubles du Cénomanien et du Lias supérieur, un escarpement sculpté dans les grès du Lias moyen, et enfin un éboulis dont la base est attaquée par une petite falaise marine. Il est clair que l'action des vagues se limite actuellement à la partie tout à fait inférieure d'un grand accident topographique qui a connu un recul appréciable sous l'effet du gel quaternaire. Toutefois, on ne peut pas faire abstraction du rôle de la mer dans la création de la falaise, quand on sait que des restes de rivages préglaciaires subsistent non loin de là, dans Iona et Ardmeanach, à + 30 m et même à + 38 m au-dessus du niveau moyen des mers actuelles [W B. Wright, 479]. Du côté Est de la baie, le profil est moins régulier, car en contrebas des escarpements de basalte de la partie supérieure, une grande lentille de décollement convexe, limitée par une faille panamienne en arc de cercle arrive jusqu'à la plate-forme d'abrasion. Ce grand glissement de terrain dont la forme d'ensemble simple n'exclut pas des irrégularités de détail (notamment des bosses convexes parsemées d'éboulis tardiglaciaires), s'est produit à la faveur d'une remontée locale des sédiments vers l'Est, qui a permis aux shales, argiles et marnes du Lias inférieur d'affleurer sur une assez grande épaisseur. Malgré quelques retouches minimes dues au déboisement, l'évolution présente semble à peu près arrêtée. Antérieur au dernier rivage soulevé qui le recoupe sur les bords, ce glissement a bénéficié des conditions favorables de la fin de la période froide, tant dans le domaine climatique par le milieu périglaciaire, que dans le domaine littoral par la position relativement élevée du niveau marin permettant aux vagues du Sud-Ouest d'exercer un sapement dans les sédiments meubles, générateur d'un puissant appel au vide.

L'escarpement qui borde Ardmeanach, à l'Ouest, est beaucoup plus complexe encore que celui de Brolass. Suivant les lieux, il doit être considéré comme un accident topographique d'évolution essentiellement continentale, malgré la proximité de la mer, ou au contraire comme une authentique falaise marine dont la partie supérieure a néanmoins reculé indépendamment de la base au Quaternaire froid.

Vers le Nord, il débute assez brusquement en bordure du Loch na Keal par le Creag Mhòr, grande paroi pouvant atteindre 250 m de haut, qui tronque d'un seul coup la topographie continentale de gradins située en arrière. Constitué dans le détail de multiples pans subverticaux de basalte altéré, l'accident, par son orientation ouest-est, interrompt nettement l'arc de cercle régulier que fait le bord sud de la vallée ennoyée du Loch na Keal. Le grand talus d'éboulis qui l'accompagne est mort, mais un actif ravinement d'origine anthropique déclenche une remise en mouvement du matériel en général assez fin, avec de belles entailles complétées par des cônes de déjection. Bien que longeant la mer, cet escarpement n'a pas une origine marine. Ni l'exposition nord sur un bras de mer assez abrité, ni le fetch maximum qui n'excède pas 2 km dans cette direction ne peuvent rendre compte de la vigueur des formes. On voit mal du reste pourquoi sur le bord sud du Loch na Keal existerait une grande falaise, alors que la côte qui lui fait face, pourtant plus favorisée par l'exposition et le fetch vers le Sud et le Sud-Ouest, en est dépourvue. Une dernière preuve décisive : actuellement l'attaque marine est insignifiante ou nulle à la base des éboulis. Si, malgré ces apparences, Creag Mhòr n'est pas une falaise marine, il ne peut être interprété que comme un éperon tronqué d'origine glaciaire. Créé dans un matériel relativement peu

résistant par le glacier de vallée du Loch na Keal, il est précisément localisé à l'endroit le plus resserré du Loch, entre Mull et la petite île d'Eorsa qui garde sur son flanc sud des traces significatives de recoupement.

Le problème se pose en des termes un peu différents pour l'escarpement de la section côtière comprise entre Rubh a' Ghearrain et Balnahard. En même temps que l'orientation devient méridienne, avec une exposition ouest, les formes changent. L'entablement de laves recule pour laisser la place à une topographie caractéristique de glissements de terrain parsemés d'éboulis; elle-même précédée par les restes d'un rivage soulevé inférieur (plate-forme d'abrasion taillée dans le Trias et accumulations marines). Ces glissements de terrain, surtout bien représentés vers Clachandhu, ne montrent pas de signes d'évolution actuelle. Antérieurs à la plage ancienne qui les borde, ils sont cependant postglaciaires et doivent dater de la fin de la dernière période froide. Doit-on pour expliquer leur présence faire appel à un sapement des vagues qui aurait fait défaut dans le secteur précédent ? Ou bien la concentration locale du drainage des ruisseaux en arrière est-elle suffisante pour rendre compte de l'apparition de ces formes ? Actuellement l'action marine est extrêmement faible, en raison de la protection de la petite île d'Inch Kenneth et des îlots et écueils environnants. Sorte d'avant-cuesta sculptée dans conglomérats triasiques inclinés reposant en discordance sur le gneiss moinien, Inch Kenneth forme une barrière efficace avec son front tourné vers l'Ouest. Il est vrai qu'il est toujours possible d'objecter qu'au cours d'un stationnement de la mer à un niveau élevé (+ 30 m par exemple), l'île était plus qu'aux trois-quarts submergée et n'empêchait plus guère les vagues d'arriver jusqu'à la côte de Clachandhu.

Vers Gribun, l'escarpement bordier d'Ardmeneach cesse d'être littoral pour reculer en un grand arc de cercle dont le fond est distant d'un kilomètre du rivage actuel *(photo 47)*. Pourtant, les glissements de terrain prennent une ampleur inconnue jusqu'ici. Il n'est décidément plus possible de rendre l'érosion marine responsable de l'évolution des formes dans ce rentrant que la mer a dû néanmoins transformer en baie lors du stationnement à son niveau relatif le plus haut. Non seulement les orthogonales des vagues offrent localement une divergence prononcée, mais la bordure escarpée du plateau est trop en arrière, la base étant perchée au-dessus de l'estran actuel et même des rivages anciens. Ainsi, le plan inférieur de glissement des volumes effondrés qui dominent Balmeanach au Sud-Est remonte sur le Rhétien à plus de 100 m d'altitude, alors que la plage soulevée intermédiaire ne dépasse guère en contrebas 15-18 m. En fait, nous sommes en présence d'un authentique front de cuesta dont l'échancrure obséquente soumise à l'action combinée du gel des glaciers et des mouvements de masse a fortement reculé pendant le Quaternaire froid *(photo 47)*. Bailey, Clough et Wright qui avaient déjà signalé les glissements de terrains, les considéraient comme préglaciaires [29]. Effectivement, leurs caractères sont assez inhabituels. Bien qu'anarchiques, les formes apparaissent tout à fait figées. Les pentes relativement douces, arrondies et convexes suggèrent un rabotage par la glace. Le tassement anormal du matériel qui ferait croire à du basalte en place si on ne voyait pas les lits basculés, incite à conclure dans le même sens. Toutefois, il nous semble plus plausible d'admettre que l'âge de ces glissements est simplement antérieur à la dernière glaciation de vallée plutôt que préglaciaire; d'abord parce que le mécanisme rencontrait en milieu climatique froid des conditions exceptionnellement favorables, ensuite parce que les collines émoussées sont logées dans un grand rentrant, dont le recul date des périodes froides du Quaternaire.

Au Sud de Gribun, sur plusieurs kilomètres, l'escarpement continental qui limite les plateaux basaltiques apparaît clairement indépendant de la falaise marine située en contrebas : une large banquette dérivée de la surface infracénomanienne tronquant les couches inclinées de Trias ou de la surface prétriasique dans le gneiss moinien, sépare les deux accidents. En dessous de la corniche de basalte du Creag a' Ghaill, on voit clairement comment le replat sédimentaire armé de sills de dolérite a servi de plan d'arrêt sur lequel reposent des glissements de terrain perchés à 60-120 m et évidemment déclenchés uniquement par des processus continentaux. Quand la remontée du socle permet au gneiss de s'individualiser sous forme d'une grosse rupture de pente convexe haute de 150 à 250 m, en dessous de la cuesta concave de basalte, les glissements de terrain cessent, car les intercalations de sédiments sont réduites au Trias conglomératique et les laves sont trop peu épaisses. Vers Coireachan Gorma, le profil comporte donc du haut en bas : la corniche de basalte bordée d'éboulis sur le Trias, une large banquette de gneiss à bord arrondi dont seule la partie tout à fait inférieure mérite le nom de falaise marine. Le long de cette cuesta, comme le long de celle du Morvern, il est clair que les laves ont, durant le Quaternaire froid, davantage reculé sous l'action du gel que le socle et même que les sédiments secondaires intercalés.

Il faut atteindre le secteur exposé « The Wilderness » pour que la mer reprenne ses droits. Certes, le gigantesque escarpement basaltique d'Aoineadh Thapuill, haut de plus de 350 m par endroits, n'est pas encore une falaise marine à proprement parler, car il a évolué au Quaternaire froid et continue d'évoluer actuellement, non pas en fonction du rivage, mais par rapport à une banquette de gneiss large de plus de 100 m. De l'immense paroi, se sont détachés des paquets entiers de corniches, sur lesquels ont dégringolé les blocs individuels des éboulis *(photo 48)*. L'état d'équilibre n'est pas atteint et, bien que ralentie, l'évolution continue : des fragments énormes de rochers découpés suivant le réseau des fissures s'effondrent en provoquant des décollements sur le haut du plateau. Toutefois, on ne peut pas exclure que la mer, à un niveau nettement supérieur au zéro actuel, ait créé l'appel au vide nécessaire au déclenchement de certains phénomènes. En effet, la belle plate-forme herbue conservée en contrebas à une altitude d'environ + 30 m dans le socle (en dépit d'une érosion marine

ultérieure qui l'a réduite parfois en languettes) appartient d'après WRIGHT au rivage préglaciaire largement représenté dans les environs [479].

Quand, à la faveur d'une faille, les sédiments sous-basaltiques d'Aird na-h-Iolaire, et plus spécialement les couches lubrifiantes des shales du Lias inférieur, se trouvent ramenés au voisinage du niveau marin, il devient difficile, cette fois, de nier le rôle de la mer dans le façonnement d'un escarpement où les glissements de terrain poursuivent encore aujourd'hui leur marche lente et inexorable.

De la dissymétrie des reliefs de côte de Brolass et d'Ardmeneach, les axes obséquents du réseau hydrographique ne semblent guère avoir tiré qu'un profit tardif. Dans l'ensemble du drainage, ils comptent fort peu et la première place appartient de loin aux cours d'eau pénéconséquents, tributaires de la grande vallée ennoyée du Loch Scridain. Ainsi la Beach River pousse sa tête de source jusqu'à 200 m seulement de l'escarpement côtier d'Aoineadh Mòr (Brolass). Pourtant cette organisation du réseau est ancienne, ainsi qu'en témoignent les vestiges étendus du niveau pliocène accompagnant le Glen Seilisdeir à l'aval et surtout la Beach Riv. sur presque toute sa longueur. Dans ce dernier talweg, les larges banquettes conservées sur les deux versants permettent même de reconstituer l'état de la vallée avant la reprise d'érosion préglaciaire. Il faut donc admettre que les cours d'eau obséquents n'ont que très peu contribué à un recul du front de cuesta qui a été essentiellement réalisé par l'action conjointe de l'érosion marine et de processus continentaux d'évolution de versant (gel, glissements de terrain...).

Néanmoins, en quelques endroits s'observent d'indiscutables exemples de renversement de drainage au bénéfice des ruisseaux obséquents. Mais ces derniers apparaissent bien incapables d'avoir provoqué les transformations dont ils ont tiré profit. Ce n'est pas le petit torrent du Dearg Bhealach qui a pu réaliser l'amputation des affluents de la Beach River dans la portion sud-ouest du bassin, car son encaissement ne débute qu'au voisinage de la côte, alors que le coude de capture se situe au beau milieu d'un large col évasé que la glace a emprunté par diffluence.

Dans la partie supérieure du bassin du Glen Seilisdeir, il est clair qu'un renversement de l'écoulement a eu lieu : non seulement plusieurs anciens affluents encore orientés vers l'aval du Glen ne changent brusquement de direction que dans le fond de l'auge à proximité d'un large seuil indécis et tourbeux, mais les versants eux-mêmes ont conservé au-dessus de Balmeanach leur inclinaison originelle vers le Sud-Est *(photo 47)*. Or l'Allt na Teangaidh qui a bénéficié de la capture n'entaille la roche en place qu'en traversant le rebord escarpé de plateau dominant Gribun. En amont n'existe aucune incision et le ruisseau se contente de décrire des méandres au sein de la large vallée. Assez curieusement, les affluents capturés, eux, se sont encaissés sur le flanc d'A' Mhaol avant de rejoindre par un coude à angle très aigu l'Allt na Teangaidh. Bien mieux, c'est du côté du haut Glen Seilisdeir que se rencontre très vite un creusement de fond d'auge. Une capture par érosion régressive de l'axe obséquent est donc indispensable. Seules les eaux de fonte d'un glacier transfluent peuvent être rendues responsables de la désorganisation locale du drainage.

Avec la péninsule de *Ross of Mull* et l'île d'*Iona* qui la prolonge à l'Ouest, nous touchons de nouveau à la bordure de la cuvette volcanique *(fig. 142)*. Mais, à l'inverse du Morvern, aucun accident topographique d'importance ne souligne ici le contact entre le socle et les coulées de basalte. Si le détail du modelé révèle un changement de roche au passage de la grande faille-limite du Loch Assapol, en revanche les traits majeurs du relief continental hérités du niveau d'aplanissement général d'âge pliocène, sont indifférents aux affleurements et composent un paysage de bas plateau d'une remarquable unité.

Le long et étroit Ross of Mull doit être considéré comme l'extrémité occidentale du grand interfluve séparant dans Brolass les deux vallées ennoyées du Loch Buie et du Loch Scridain. Il conserve la dissymétrie transversale si caractéristique des plateaux de basalte situés plus à l'Est : les plus fortes altitudes sont nettement déportées au Sud de l'axe de la péninsule et les branches les plus longues du réseau hydrographique sont tournées vers le Nord. Toutefois, il faut reconnaître que dès qu'on atteint le socle, cette dissymétrie s'atténue beaucoup par rapport à ce qu'elle était dans Brolass. A Iona, elle a même tendance à s'annuler complètement. La cause de ce changement réside évidemment dans le matériel. Les roches métamorphiques et cristallines qui affleurent dans le Sud-Ouest de Mull, grâce au relèvement tertiaire des marges du complexe volcanique, sont loin d'avoir reculé aussi vite que les basaltes du côté méridional sous l'action combinée des processus d'érosion marine et continentale. Il suffit d'observer le changement de modelé qui s'opère sur la côte sud, au passage de la grande faille de contact, pour s'en convaincre. A l'Est de Port nan Droigheann, de grandes falaises simples de laves bordées d'éboulis que la mer attaque, mettent directement en contact les plateaux d'érosion du niveau pliocène ou même de la surface intermédiaire avec le rivage. Nous avons vu que dans ce secteur, l'escarpement de Brolass était fidèlement calqué sur le tracé de la côte. Brusquement, avec l'apparition du gneiss moinien du compartiment ouest de la faille, le paysage change totalement. Non seulement le dessin du rivage fait une subite avancée de plus d'un kilomètre qui provoque l'élargissement de la péninsule, mais les hautes falaises disparaissent d'un seul

PHOTO 47. — *L'escarpement semi-circulaire de Gribun,*
tronquant le haut Glen Seilisdeir. Le ravin de raccordement de l'Allt na Teangaidh.
Noter en contrebas des éboulis, les anciens glissements de terrain.

PHOTO 48. — *La falaise d'Aoineadh Thapuill, Ardmeanach (Mull).*
1 : L'estran actuel; 2 : La banquette perchée de l'ancien rivage taillé dans le gneiss;
3 : Les paquets de basalte effondrés; 4 : La grande corniche de basalte.

coup, pour laisser la place à une côte rocheuse et basse extrêmement découpée. Dans l'intervalle des profondes indentations exploitant les lignes de faiblesse et les plans de feuilletage du Moinien subsistent des croupes convexes et de longues échines qui prolongent très loin la topographie continentale. Il est clair que dans ces micaschistes et gneiss, le recul de la côte est bien en retard sur celui des basaltes voisins. Avec l'arrivée des granites plus à l'Ouest, on assiste à une nouvelle saillie, de près de 2 km cette fois, qui porte la largeur de la presqu'île, à 8-9 km, à partir de Rubh' Ardalanish. Bien que ce dernier cap garde des traces étendues de plates-formes d'abrasion marine perchées, les formes d'origine continentale restent prédominantes jusqu'à proximité immédiate d'une côte riche en fausses falaises, en versants continentaux dont la base est ennoyée. Tout se passe donc au total comme si les avantages de plus en plus marqués d'exposition au Sud-Ouest et de fetch dans cette direction avaient été anihilés par la lithologie; comme si l'érosion marine travaillant dans des conditions pourtant de plus en plus favorables avait obtenu des résultats de plus en plus médiocres en rencontrant des roches dont la cohérence augmentait vers l'Ouest. En d'autres termes, la partie externe de l'ancienne zone interfluve, bien que tronquée par un niveau d'aplanissement plus tardif et moins élevé, s'est mieux conservée dans le socle (surtout dans les granites) que la partie interne constituée de basalte. On peut imaginer qu'à un stade plus poussé de l'érosion le Ross of Mull finira par former une île basse de socle détachée complètement des plateaux basaltiques de Mull. Ce n'est pas là pure spéculation. L'exemple de Coll et Tiree, îles alignées formant un long dos de gneiss séparé des masses de laves du Nord-Ouest de Mull, nous montre que la chose est parfaitement réalisable dans un avenir géologique proche, de l'ordre de quelques millions d'années seulement.

Dans une région où, comparativement aux autres plateaux de la bordure de Mull, la lithologie est assez variée, l'unité morphologique résulte avant tout d'un aplanissement quasi général qui a laissé des témoins plus ou moins importants dans tous les secteurs. Vu du large, le relief de Ross of Mull et d'Iona apparaît clairement dérivé d'un bas plateau d'érosion dont le plan est largement indifférent aux divers affleurements. Comme ce niveau tronque un socle dégagé de sa couverture basaltique, on serait tenté d'y voir le reste d'une surface ancienne encore fossilisée aux environs, par exemple la surface prétriasique ou la surface infracénomanienne ou encore la topographie infrabasaltique dérivée des deux précédentes, toutes trois visibles en coupe le long de l'escarpement d'Ardmeanach. En réalité, une telle interprétation n'a qu'une valeur très approximative, car le plan d'érosion de Ross of Mull recoupe aussi bien les basaltes tertiaires que les roches du socle. Vers An Crosan, il ne se contente pas de tronquer les micaschistes, les quartzites et les gneiss du Moinien par une table très régulière, mais il nivelle la faille de contact avec les basaltes (faille du Loch Assapol) et s'avance sur ces derniers le long de la côte, sous forme d'une belle banquette littorale mangée partiellement par le recul des falaises. Quelquefois la continuité est moins bonne, mais la reconstitution est rarement hasardeuse. Ainsi il fait peu de doute que le bas pays basaltique d'Ardtun a appartenu à ce niveau avant d'avoir été défoncé par une reprise d'érosion ultérieure. Les banquettes non-structurales qui subsistent en bordure et notamment celle qui accompagne l'escarpement du B. Lighe, à Lee et Faoileann, en font foi. Grâce à sa localisation côtière, à sa position au-dessus des fonds de vallées creusées au Préglaciaire, à sa régularité d'ensemble, nous reconnaissons dans les éléments d'érosion de Ross of Mull-Iona l'héritage du niveau pliocène. Ce dernier semble avoir fait disparaître — à l'exception toutefois du fragment de plateau de laves entourant Cruachan Min —, toute trace d'aplanissement antérieur à l'Ouest de la Beach River.

Grâce aux roches qui ont le mieux conservé les traces de l'aplanissement et plus spécialement aux granites résistants formant des plateaux tabulaires à l'extrémité de la péninsule, il est aisé de constater que la surface pliocène descend régulièrement vers le NNW — de 120 m à 70 m environ sur 6-7 km —suivant une pente utilisée par le réseau hydrographique. Cette disposition provient évidemment d'un basculement qui a aussi affecté les plateaux de basalte situés plus à l'Est dans Brolass.

Pourtant, il serait abusif d'assimiler le paysage actuel du Ross of Mull à un plateau d'érosion. Le niveau pliocène lui-même a été défoncé par endroits. Cette dissection favorisée par la proximité du niveau de base et probablement par des mouvements positifs ayant affecté tardivement Mull, a eu pour effet de remettre en valeur la structure en tirant profit de l'hétérogénéité du matériel. A cette érosion différentielle mise en œuvre avant l'arrivée des glaciers, mais poursuivie par eux, ont collaboré des processus continentaux et marins.

La longue faille oblique du Loch Assapol, de regard nord-est, avait été entièrement nivelée par l'aplanissement pliocène, ainsi qu'en témoignent encore les vestiges étendus et bien conservés, situés de part et d'autre. Réexploitée par l'hydrographie préglaciaire, elle a été d'autant mieux utilisée par la glace que son orientation coïncidait à peu près avec le sens de déplacement des glaciers dans la région. Aussi l'accident est-il jalonné par des cuvettes de surcreusement occupées par la mer (Loch Càol, Loch na Làthaich) ou par un lac (Loch Assapol). A l'extrémité sud-est, la faille passerait presque inaperçue, si une médiocre et étroite vallée de ligne de fracture ne signalait à l'attention le contact entre basaltes et gneiss nivelés à la même altitude par un plateau d'érosion.

En revanche, aux environs de Bunessan, le compartiment de laves est nettement déprimé par rapport au niveau pliocène représenté sur le sommet des collines alignées de micaschistes qui le bordent au Sud. Du Mullach Bàn au Tòrr a' Bhacain et même au-delà, sur 2,5 km, il est légitime de parler d'escarpement de ligne de

faille, en précisant toutefois que l'abrupt est assez émoussé par endroits et qu'il est le plus souvent nettement en retrait par rapport au plan de la faille. Ces formes suggèrent déjà un recul antérieur au passage de la glace, mais il est une preuve plus convaincante de l'exploitation préglaciaire du compartiment basaltique d'Ardtun, c'est la banquette de Lee. Ce replat non structural, témoin marginal du niveau pliocène épargné par le défoncement ultérieur est, en effet, recouvert par un manteau de moraine de fond qui se prolonge de manière continue en contrebas, sur les pentes menant au bas pays d'Ardtun. Bien entendu, la mer a profité de l'exploitation de la structure, quand elle stationnait à un niveau élevé lui permettant de recouvrir le compartiment déprimé dans les basaltes. Les nombreux dépôts marins qui subsistent à plus de 30 m et même certaines formes d'abrasion, comme la plate-forme entourant Torr Mòr, montrent que la mer a contribué largement à la régularité du modelé, à la fois par ses accumulations et par son érosion. Il est hors de doute, en tout cas, que les plages soulevées tardiglaciaires en bouchant la vallée de faille de Bunessan ont souligné la netteté de l'escarpement de ligne de faille en arrière. La dissection de ces dépôts fragiles d'origine marine qui avait débuté dès la fin de la période froide est à peu près arrêtée actuellement.

Localement, au Loch Assapol, on assiste à une inversion de l'escarpement de ligne de faille, soulignée du reste par les accumulations de la plage soulevée supérieure. En d'autres termes, c'est le compartiment de socle qui a fait les frais de la reprise d'érosion et se trouve dominé en face par quelques collines de laves. Cette particularité s'explique par le surcreusement glaciaire qui a mis à profit une convergence hydrographique elle-même en rapport avec un affaiblissement du Moinien à cet endroit. Les micaschistes, en effet, ne bénéficient ni de l'armature des quelques feuilles de felsite qu'ils ont plus au Nord-Ouest, ni de la présence des cristaux de kyanite qui, d'après Mackenzie [293] tendent à les indurer, ainsi qu'on peut le noter à la butte isolée de Tor Mòr au Sud-Ouest. Que le rebord des bas plateaux conduisant justement à la terminaison nord-occidentale du Loch Assapol, épouse une grande trainée de roches à kyanite ne nous semble pas dépourvu de signification.

La faille, au Nord-Ouest du Loch na Làthaich, présente moins d'intérêt, car elle ne met plus en contact que le granite des deux côtés. Dans le modelé, elle se traduit par un large couloir à fond plat et tourbeux qui se suit, au milieu des collines et des fragments de plateau raclés par la glace, jusqu'au Sound of Iona. Le rétrécissement final vers Dearg Phort et les variations de calibre semblent indiquer que la ligne de faille n'avait pas été empruntée de bout en bout par un cours d'eau préglaciaire; n'avait pas servi de collecteur général pour un drainage dirigé obliquement du Sud-Est au Nord-Ouest. Le tracé coudé de l'Allt na Creiche qui n'emprunte la zone de broyage que dans la partie moyenne de son cours et continue sa voie vers le Nord en suivant un passage préglaciaire au moins en partie, apparaît très significatif à cet égard. Par contre, les glaciers qui cheminaient d'Est en Ouest, ont utilisé, approfondi et exploité la ligne de faille sur toute sa longueur. Les mers tardiglaciaires à leur tour ont souligné la netteté des formes en comblant le chenal avec leurs dépôts de plages soulevées.

Les diverses bandes d'orientation NE-SW qui composent le Moinien apparaissent mal dans le paysage. A la table d'An Crosan, gneiss, quartzites et micaschistes présents côte à côte restent même nivelés conjointement par la surface d'aplanissement pliocène. Au Sud-Ouest du Loch Assapol, l'exploitation des différences pétrographiques notée plus haut est encore bien timide. Il faut atteindre le voisinage du batholite de « newer granite » occupant l'extrémité de la péninsule, pour observer de belles formes d'érosion différentielle. Parmi elles, une des plus schématiques est donnée par le long creux qui se suit très bien depuis Ardalanish Bay jusqu'au Loch na Làthaich, en traversant toute la presqu'île du Sud au Nord. Cette dépression est exactement ajustée à l'auréole de métamorphisme de contact dans le Moinien; elle épouse les affleurements de micaschistes qui, d'après les géologues du Geological Survey [E. B. Bailey, 28 et 29] se sont appauvris en muscovite, mais enrichis en sillimanite, andalousite et surtout cordiérite, à proximité de l'intrusion granitique calédonienne. Le fond du couloir n'est pas plat, mais accidenté par une série de pitons à flanc raide portant les marques du passage des glaciers qui exploitaient le relief en creux. Collines et buttes de diffluence glaciaires ont été transformées ultérieurement en îles et îlots par les mers tardiglaciaires qui ont laissé des traces remarquables dans le modelé de tout le secteur.

Le batholite lui-même n'a pas réagi comme un tout. Si le niveau pliocène s'est fort bien conservé dans la portion sud-ouest de l'affleurement, sous forme de fragments de plateau d'allure lourde et rigide, ailleurs il a été bien souvent défoncé par une altération du granite qu'ont mis à profit successivement les cours d'eau dans leur action de creusement, puis les glaciers dans leur déblayage des altérites. Les liens unissant la pétrographie et la topographie sont particulièrement clairs sur la bordure orientale de l'intrusion. En montant depuis Ardalanish Bay à la table massive du B. a' Chaolachaidh, magnifique témoin de l'aplanissement pliocène, on rencontre un palier parfaitement identifiable malgré la présence de quelques buttes rocheuses. Cette banquette large d'un kilomètre au Cnoc Mòr se prolonge vers le Sud par le cap de Rubh' Ardalanish qu'ont tronqué des plates-formes d'abrasion appartenant à des rivages anciens. Vers le Nord, elle conduit à une vaste dépression tourbeuse qui en s'élargissant prend une direction est-ouest et finit par dessiner un grand quart de cercle enveloppant les plateaux du Sud du batholite. Cette opposition morphologique traduit bien l'existence de deux variétés de granite. La plus externe, en creux par rapport au centre nivelé de l'intrusion -- mais dominant néanmoins légèrement le couloir

de micaschistes à sillimanite — montre des signes non équivoques de décomposition chimique postglaciaire. Ainsi sur les roches moutonnées du Cnoc Mòr nettoyées pourtant par le passage latéral de la glace sur le palier, il n'est pas rare de noter une altération superficielle de plusieurs centimètres et des plages d'arène de quelques décimètres dans les creux. La coupure d'un ravin permet de voir des volumes rocheux découpés en blocs arrondis suivant le réseau de diaclases. Les granites qui affleurent au sommet du plateau du B. a' Chaol-achaidh et font partie de la zone interne montrent une décomposition postglaciaire qui, sans être négligeable, est cependant moins poussée. Pourtant, entre les deux catégories de granite, il ne semble pas y avoir de grandes oppositions apparentes : les deux roches ont un grain grossier et sont dans l'ensemble massives, malgré quelques zones plus fissurées où le matériel se débite en dalles. L'examen minéralogique révèle cependant une série de différences qui, prises individuellement, n'ont peut-être pas grande importance mais qui en s'additionnant finissent par affaiblir une roche, car elles jouent toutes dans le même sens. Le granite le plus résistant bénéficie non seulement de sa richesse en quartz nettement supérieure mais encore d'une teneur en biotite un peu plus faible. Si la texture perthitique du microcline, avec des grandes plages englobant les minéraux de quartz, de plagioclases et parfois de biotite se rencontre dans les deux variétés, la micro-fissuration des quartz n'est pas la même dans les deux cas. Quant à la porosité et à la sensibilité au gel expérimental, elles s'avèrent très inégales dans les deux roches (tableau IX). Mais ces derniers caractères, répétons-le peuvent tout aussi bien être effets que causes de la décomposition et n'enregistrer finalement que des différences dans l'état d'altération, qui seraient passées inaperçues à l'examen des échantillons.

Aux nuances pétrographiques, s'ajoute dans le batholite granitique de Ross of Mull, un autre facteur de diversification morphologique : l'existence de grandes zones de fracture se traduisant curieusement par des alignements d'échines et de sillons parallèles d'orientation NW-SE. Ce modelé où alternent d'étroites croupes en lanières à versants convexes et arrondis, à surface usée mais rugueuse, et des couloirs plus larges à fond plat et tourbeux, est parfaitement visible depuis le B. Chladan. Il ferait un peu penser à un relief appalachien, mais ne fait en réalité que matérialiser une exploitation poussée de lignes de broyage par l'érosion préglaciaire et glaciaire. Naturellement, dans une roche massive comme le granite, il est bien difficile de prouver la présence de fractures. Ici, s'ajoute une difficulté supplémentaire : le manteau d'alluvions marines et de tourbe qui masque les affleurements des creux. Certes, les granites visibles dans les couloirs sont d'ordinaire brunâtres et beaucoup plus fragiles et pourris que ceux qui affleurent sur les échines (ex. : le vallon de l'Allt an Leth Ghlinne). Mais ce fait ne suffit pas à démontrer que les sillons suivent des lignes de fracture. Il témoigne simplement, dans le cas de profondes altérites, de l'imperfection du nettoyage par la glace. Beaucoup plus significatif est le tracé très continu et très rectiligne des dépressions qui se poursuivent sur des kilomètres et se prolongent parfois jusqu'à la mer en une profonde échancrure à parois raides et parallèles. En outre, l'organisation de « l'essaim » de sillons et de croupes n'est pas le fait du hasard. Elle obéit à une orientation d'ensemble NW-SE, mais montre en cartographie détaillée un dessin en éventail assez net. Il fait donc peu de doute que le granite est effectivement traversé par un éventail de fractures. D'abord mises à jour par les cours d'eau qui suivaient la pente d'ensemble du niveau pliocène, les zones de broyage ont ensuite été exploitées et élargies par la glace. Mais les glaciers plus ou moins bien adaptés dans leur mouvement à la direction des accidents, ont diffluë çà et là à travers les échines par de petites « cluses ». Après le comblement par les accumulations marines, les ruisseaux ont retrouvé tant bien que mal leurs anciens cours.

Au-delà du Sound of Iona qui, à en juger par la diaclasation intense du granite, doit correspondre lui aussi à l'exploitation d'une grande faille, l'île d'Iona ne présente plus guère d'exemples caractéristiques de mise en valeur de la structure. Le niveau pliocène est encore largement représenté sur les gneiss lewisiens dans un paysage de bas plateaux rocheux qui rappelle beaucoup celui de la région côtière du Nord-Ouest du Mainland. Tout au plus peut-on noter le léger creux déprimé de gneiss d'orientation méridienne, qui longe la croupe du Cnoc Druidean sculptée dans une roche claire très feldspathique (« white-rock »). Cette massivité du modelé, consécutive à une faiblesse de l'érosion différentielle, s'explique par les différences trop réduites de résistance des matériels, par une trop grande homogénéité lithologique (le Torridonien est conglomératique). Mais l'orientation ouest-est — perpendiculaire aux bandes des affleurements — de la grande dépression qui traverse l'île en son milieu et prolonge ainsi le passage glaciaire du centre du Ross of Mull, n'a pas facilité les choses.

Mull est cernée *à l'Est et au Sud-Est* par une *demi-couronne de plateaux* nettement distincts du centre montagneux *(fig. 143, 144 et 145)*. En dépit d'une largeur qui n'excède pas 7 km et se trouve le plus souvent comprise entre 2 et 4 km, ce demi-cercle se suit sans solution de continuité de Fishnish Bay au Loch Buie sur plus de 35 km environ.

Par rapport aux autres régions périphériques de l'île, ces plateaux, pourtant constitués eux aussi en grande partie de laves, ont une personnalité bien marquée qui tient aux liens beaucoup plus étroits de dépendance vis-à-vis du complexe intrusif central :

1) Par le matériel en premier lieu. A côté du classique basalte à olivine des plateaux, commence à apparaître un basalte porphyrique à grands cristaux de feldspaths. En outre — et c'est là semble-t-il l'essentiel

du point de vue morphologique — toutes ces laves étant comprises à l'intérieur des limites de la pneumatolyse, ne réagissent plus de la même manière aux agents d'érosion que les basaltes non métamorphisés. Au débitage en gros blocs qui permettait au gel quaternaire en entretenant les pentes raides, de procéder à un recul poussé des versants, se substitue une désagrégation plus superficielle libérant à partir des multiples petites fissures irrégulières, des débris fins. Les abrupts continuent d'exister, mais ils sont beaucoup moins continus et réguliers et passent rapidement à des pentes plus douces recouvertes de fragments anguleux de petite taille. En d'autres termes, le modelé des collines et des plateaux devient plus doux, sans topographie de trap.

Si les basaltes restent prédominants dans la lithologie du secteur, ils perdent néanmoins la part quasi exclusive qu'ils avaient dans certains plateaux (Nord-Ouest, Brolass etc.). Des intrusions du centre du complexe volcanique, en particulier des masses de granophyre et des cones-sheets acides liés à la mise en place de la première caldeira, occupent une place non négligeable dans les affleurements. Ces terrains intrusifs en plus de leur rôle propre dans la morphologie, interviennent parfois indirectement en modifiant les roches encaissantes. C'est le cas en bordure du Loch Uisg, où le toit de basalte d'une intrusion granitique a subi une véritable cuisson.

2) Par la tectonique ensuite. L'édification du volcan ne s'est pas réalisée sans de puissants efforts de compression et de tension qui ont abouti, sur cette bordure orientale, d'abord à la constitution de beaux plis périphériques au tracé arqué concentrique, puis au développement d'un réseau bien dessiné de failles radiales. D'après Chesnay, les plissements auraient pris naissance dès le début du Tertiaire ou même à la fin du Secondaire, au cours d'une première phase de préparation antérieure à la construction du volcan; la seconde phase paroxysmale étant contemporaine du volcanisme éogène [92]. Les observations de détail que nous avons pu faire le long de la côte du Firth of Lorne au Sud du Loch Don, et en bordure de l'anticlinal du Loch a' Ghleannain confirment effectivement l'existence d'une discordance angulaire marquée entre les sédiments mésozoïques et les basaltes tertiaires, ou encore les couches minces tertiaires situées à la base des laves. Comme à Skye, les mouvements tertiaires n'ont fait que reprendre avec plus d'ampleur des déformations anciennes. Mais ici, ce sont d'authentiques plissements, non de simples basculements. Cette structure plissée — la seule d'âge récent que nous ayons en Ecosse nord-occidentale — a une grande importante morphologique. Tout d'abord, elle conditionne, grâce à une grande flexure marginale, le dessin semi-circulaire, admirablement régulier, quasi géométrique, qui caractérise Mull à l'Est. De plus, en déviant la faille du Grand Glen et l'ample zone de broyage qui l'accompagne, les efforts de pression d'origine volcanique ont introduit entre les basaltes de la demi-couronne périphérique et les montagnes du centre intrusif, une discontinuité, grande zone de faiblesse arquée, largement exploitée au Loch Spelve et au Loch Uisg et peut-être dans le fond du Loch Buie. Enfin et surtout, dans les séries basaltiques et le sédiments secondaires sous-jacents, se sont développées des formes de relief plissé assez originales qui jettent une note de variété dans la monotonie habituelle des plateaux de laves. Quant aux failles radiales, suivies ou non par des dykes, elles dérangent parfois l'ordonnance régulière des plis, comme à l'Ouest de Port Donain, mais peuvent aussi aider à leur mise en valeur dans le modelé, malgré un tracé perpendiculaire.

Les volumes de basalte de la bordure orientale de Mull ont beau être par leur structure plus profondément engagés dans le centre du complexe volcanique que les autres secteurs périphériques, ils n'en demeurent pas moins comme eux topographiquement des plateaux. En effet, à l'exception de quelques formes de détail « dérivées » la tectonique ne joue pas de rôle direct dans le relief. Contrairement au centre montagneux qui a été semble-t-il respecté par les aplanissements les plus récents, le matériel de la demi-couronne marginale de l'Est divisé par de nombreuses fractures et surtout mal protégé par une armature intrusive trop lâche, a été presqu'entièrement recoupé à basse altitude par la surface écossaise et le niveau pliocène. Les témoins sont trop nombreux, trop bien conservés pour que le moindre doute soit permis. Aussi est-ce à partir de ces aplanissements et plus spécialement à partir du second que la structure a été mise en valeur, grâce à la reprise d'érosion préglaciaire et au creusement glaciaire qui en a exploité certains avantages aux dépens d'autres. Bien entendu, en structure plissée, les formes que l'on rencontrera ne pourront appartenir qu'au relief appalachien.

La répartition géographique des restes d'aplanissements néogènes est très instructive, car elle nous montre qu'une profonde réorganisation du drainage a dû avoir lieu avant la glaciation. Actuellement le seul témoin de surface intermédiaire qui subsiste, se localise dans la partie sud-est de la péninsule de Laggan, aux environs du Druim Fada. Encore convient-il de remarquer qu'il est douteux, car son altitude est relativement basse. Mais les déformations en dôme dont nous avons fait état p. 441 rendent plausible l'identité que nous attribuons à cette table tronquant les couches de basalte gondolées et plissées. De part et d'autre de ce témoin, s'organisent des restes de surface écossaise parfaitement reconnaissables avec leur allure de paliers bien marqués ou de fragments de plateau rigides, d'une part en bordure du Loch Buie, d'autre part le long du Loch Spelve. Tout se passe donc comme si une zone de surélévation transversale, coïncidant justement avec une intrusion de granophyre qui fait disparaître les sédiments sous les basaltes, séparait deux amples gouttières axées sur l'arc de la faille du Grand Glen et préfigurait ainsi les emplacements des lochs Buie, Uisg et Spelve. Or, nous sommes surpris de constater que le niveau pliocène, contrairement à l'ordinaire, n'obéit pas à une localisation

vraiment marginale, puisqu'il n'est guère représenté sur la bordure externe de la péninsule de Laggan et ne s'observe bien que plus au Nord. En revanche, il accompagne fidèlement le Loch Spelve, surtout du côté ouest, et s'étale largement vers le Nord, en direction de Duart Bay. Entre cette baie et l'extrémité septentrionale de Loch Spelve, sa répartition ne laisse pas de nous étonner, car elle se fait indépendamment du drainage actuel, perpendiculairement aux cours d'eau qui s'écoulent vers le Loch Don en suivant une direction radiale. Cette double anomalie, nous en avons l'explication dans l'examen des formes. L'unité d'une ancienne grande vallée arquée allant du Loch Uisg à Duart Bay, en utilisant le prolongement de la faille du Glen More apparaît très clairement dans le paysage. Le Gleann Sleibhe coire, au tracé SW-NE indépendant de la structure, pouvait en être un affluent. Bien entendu, on est tenté d'attribuer aux glaciers les désorganisations du drainage. Mais cette idée est assez peu défendable, car les exemples de surcreusement que nous avons sous les yeux montrent que l'avantage a été plutôt aux éléments concentriques que radiaux du réseau hydrographique; les glaciers du centre montagneux à écoulement divergent ayant à lutter, sauf dans les derniers stades, contre la pression de l'imposante masse de glace venue du Loch Linnhe, en serrant les montagnes de Mull au plus près. Il y a donc tout lieu de penser que la réorganisation du drainage en fonction d'axes à tracé radial est antérieure à la glaciation. A-t-elle été favorisée par le bombement tardif en dôme du centre de Mull ? C'est possible mais douteux : si les éléments de surface écossaise sont nettement déformés dans la région (p. 441), par contre ceux du niveau pliocène ne montrent pas de gauchissement indiscutable. Le réseau de failles et fractures radiales doit suffire à expliquer l'avantage pris par certains cours d'eau venus de la montagne en suivant les voies les plus courtes adaptées aux zones de broyage. La riv. Lussa épousant très exactement le prolongement occidental de la faille de Port Donain, est sans conteste l'exemple le plus représentatif de la catégorie.

Comme les autres plateaux basaltiques de Mull, ceux de l'Est et du Sud-Est sont limités par un escarpement tourné vers l'extérieur. Ce trait morphologique presque banal pour Mull, mériterait à peine d'être signalé, s'il ne s'accompagnait pas de plusieurs particularités dignes d'intérêt. Parmi elles, retenons d'abord la continuité qui est assez remarquable, si l'on tient compte de la hauteur relativement modeste de la dénivellation. Sur 25 km, de Rubha na Faoilinn (Loch Buie) à Duart Point, l'accident presque continu ne comporte que de brèves interruptions. Pourtant le commandement est faible : de quelques mètres à 80 m au Nord du débouché du Loch Spelve, de 100 m à 200 m en général au Sud. La seule section vraiment élevée et raide se situe au Sud-Ouest, à an Garradh où se dresse sur 1 km 1/2 une imposante falaise de 250 m de haut. Naturellement, cette étroite localisation des valeurs maximales doit s'expliquer par les conditions très favorables dont bénéficie l'érosion marine : une bonne exposition vers le Sud-Ouest jointe à un fetch étendu dans cette direction.

Il serait néanmoins inexact de considérer l'escarpement côtier comme une simple falaise marine bordant les plateaux, et ceci pour deux raisons :

1) En premier lieu, à cause du tracé étonnament régulier, en un grand arc de cercle au dessin indépendant des variations de fetch et d'exposition. En prolongeant l'arc au-delà de Duart Point, jusqu'à la péninsule du Cnoc an Teine, on obtient même un splendide demi-cercle, dont le centre correspond précisément à celui de la première caldeira de Mull et qui s'intègre ainsi parfaitement bien dans le cadre volcano-intrusif de l'Est de l'île. Il est évident qu'un tel dispositif ne peut pas être le fruit du hasard et qu'un lien tectonique étroit lie le tracé de la côte au volcan ou du moins à la plus ancienne caldeira.

2) Pour obtenir confirmation de cette hypothèse et pour préciser la nature de la relation, il suffit d'observer les affleurements rocheux au voisinage de la côte, grâce aux nombreuses coupes mises à notre disposition par les falaises actuelles ou anciennes. On constate alors que l'escarpement côtier s'accompagne d'une flexure marginale affectant conjointement deux ensembles séparés par une discordance angulaire marquée : les sédiments secondaires fortement basculés, la couverture basaltique moins redressée vers l'extérieur. A quelques centaines de mètres du basalte de la petite presqu'île de Craignure, apparaît le socle moinien dans les îlots qui barrent la partie est du Sound of Mull. Au large de Duart Point, il faut franchir moins de 2 km pour atteindre les calcaires dalradiens de Lady's Rock. Au Sud, des conglomérats probablement dévoniens affleurent à proximité immédiate du rivage de Mull. A moins de faire appel à une grande faille semi-circulaire qu'il resterait à prouver, on ne peut éclairer ces particularités géologiques qu'à la lumière précisément d'une ample flexure bordière, accident qui a le mérite supplémentaire de rendre compte du relèvement brusque des terrains vers l'extérieur.

On doit donc considérer l'escarpement limitant les plateaux du côté de la mer, comme une sorte de longue cuesta périphérique bloquée sur la flexure marginale en arc de cercle. Evidemment, le terme de « cuesta » ne convient que pour le front, en l'absence de tout vrai revers, puisque les plateaux d'érosion qui sont en arrière tronquent une structure ondulée ou plissée.

Un peu comme dans Brolass ou Ardmeanach, l'évolution de cet escarpement s'est faite à la fois par des processus d'érosion marine et continentale agissant en étroite collaboration. Le long de la péninsule de Craignure, c'est d'une simple falaise marine ancienne qu'il s'agit. Taillée dans les basaltes redressés en bordure d'un synclinal, elle est accompagnée par des restes de plate-forme d'abrasion perchés et même par quelques grottes qui attestent

l'origine marine (1). Au cap de Duart Point, le travail de la mer ne fait pas davantage de doute, comme en témoignent les belles falaises mortes bordées par des rivages soulevés. Mais dans les laves fortement inclinées, se sont développés de petits ressauts dissymétriques tournés vers le Nord-Est, qui crèvent le placage des alluvions marines. Entre le Loch Don et le lieu-dit Port-Donain, l'escarpement prend un peu plus d'importance, mais le modelé reste essentiellement marin. En contrebas de la plate-forme d'abrasion ancienne étroite mais nette, qui recoupe le long d'une belle falaise morte, le flanc oriental d'un synclinal de basalte, on peut noter par endroits le contact par discordance entre les laves et les sédiments mésozoïques. L'angle est d'environ 30-35°. Le plan de discordance, un peu onduleux mais toutefois régulier s'incline lui-même doucement vers l'intérieur. Il est jalonné par des plaques de craie silicifiée et de conglomérats à silex d'âge cénomanien surmontés de shales fissiles et d'argiles durcies gris-foncé qui doivent représenter une mince couche de sédiments tertiaires. Cette dernière formation qui se dispose souvent en poches et lentilles allongées immédiatement en dessous des basaltes, livre une fraction argileuse suffisante, pour permettre des analyses. L'examen aux rayons X a montré, contrairement aux lits rouges intrabasaltiques, une assez forte proportion de kaolinite (40 %), ce qui semble indiquer — sous réserve d'une altération hydrothermale toujours possible — une genèse en milieu tropical continental (2). L'ancien versant prébasaltique ne joue aucun rôle morphologique, car il est recoupé à l'emporte-pièce par la falaise actuelle. Il n'en est pas de même au Sud de Port Donain. Grâce au passage d'une faille transversale, la couverture de laves se trouve rehaussée et les sédiments sous-jacents affleurent plus largement. Le basalte quitte alors la côte pour former un escarpement indépendant. Il en résulte une sorte de cuesta double sur le palier de laquelle on retrouve des éléments dérivés de la topographie infrabasaltique et de la surface infracénomanienne et conservés sur les calcaires et grès durs du Jurassique. En effet, si l'on néglige les quelques mètres de shales jurassiques qui ont été enlevés, le plan d'érosion tronquant les sédiments sur la banquette coïncide à peu de choses près avec la surface de discordance qui sort de dessous les laves et montre un gauchissement net par la flexure marginale. On a donc successivement de la côte vers l'intérieur : une plate-forme d'abrasion ancienne taillée dans les sédiments liasiques et jurassiques fortement redressés vers le rivage, une grande falaise morte bien conservée en raison du pendage interne, un replat large de plus de 100 m incliné doucement vers l'intérieur suivant la surface infrabasaltique déformée, le bourrelet convexe de basalte de Na Faing Arda, escarpement dissymétrique mais lourd qui ne mérite guère le nom de corniche. Comme le pendage des sédiments est nettement plus accusé que celui des basaltes, il est clair que la flexure a rejoué. Une fois de plus, la cuesta de laves s'est individualisée grâce à un recul quaternaire sous l'action du gel. Elle jalonne, par inversion de relief, le début du grand creux occupé par les terrains volcaniques de Mull.

On peut se demander pourquoi l'escarpement périphérique de laves s'interrompt brusquement à partir de Duart Point jusqu'à la presqu'île de Craignure. Il y a là un rentrant où les coulées de basalte ont en grande partie disparu pour ne laisser que l'ossature de terrains intrusifs des cone-sheets. On serait tenté d'y voir le résultat d'une érosion des vagues bénéficiant du long fetch du Loch Linnhe, mais l'exposition défavorable au Nord-Est et l'absence de falaise spectaculaire dans le secteur obligent à abandonner cette explication. Plus plausible serait l'interprétation qui ferait appel à un vieux drainage dirigé vers le Nord-Est (voir plus haut, p. 452). A l'exception de cette interruption et de celle de Scallastle Bay, au voisinage, explicable également par un ancien cours d'eau (tributaire de la grande vallée du Sound of Mull), le dessin de la côte et de l'escarpement côtier est encore fidèlement calqué sur l'accident marginal de la flexure. Ce fait implique évidemment une stabilité assez remarquable des traits majeurs du relief. C'est une conclusion analogue qui se dégage — nous le verrons — de l'étude des rivages préglaciaires de l'Ouest de Mull.

Mis à part l'escarpement côtier calqué sur la grande flexure marginale en demi-cercle, on peut distinguer dans les plateaux de l'Est et du Sud-Est de Mull, trois types morphologiques d'exploitation du dispositif structural radioconcentrique : 1) des formes de relief appalachien qui mettent en valeur, du Loch Spelve au Sound of Mull, le potentiel lithologique sédimentaire affleurant au cœur des plis périphériques arqués, à la faveur d'un aplanissement général; 2) un curieux relief de mise à jour d'une intrusion granitique tertiaire, représenté essentiellement dans la presqu'île de Laggan et aux abords du Loch Uisg, où le toit basaltique est dégagé à partir d'un réseau dense de failles et fractures radiales; 3) un type intermédiaire plus équilibré mais moins original, qu'on observe au Loch Spelve. Le modelé y est le produit d'une interpénétration d'intrusions tertiaires et des sédiments, d'accidents tectoniques aux tracés arqué et radial.

Parmi les reliefs plissés périphériques, on rencontre d'abord des formes tout à fait élémentaires, simples esquisses situées en bordure du Sound of Mull dans les plis, trop petits pour faire affleurer largement les sédiments sous-basaltiques. Ainsi la petite péninsule du Cnoc an Teine, à l'Est de Fishnish Bay est composée de

(1) La valeur réduite du fetch dans le Sound of Mull oblige à prendre en considération une action de « pied de glace » pour expliquer la formation de ces falaises marines. Cette hypothèse formulée par A. Guilcher lui a été suggérée par l'examen de formes analogues jalonnant le Sound of Kerrera vers Oban.

(2) A noter qu'à Port Donain, on peut voir, par endroits, le basalte reposer sur un relief de petits ressauts structuraux sculptés dans les bancs inclinés des sédiments secondaires.

deux croupes un peu dissymétriques séparées par un creux évasé dont l'axe correspond à un anticlinal local. Mais l'évolution en bray à partir du pli tronqué est très peu poussée, car les basaltes sont seuls représentés. Il n'en est pas de même, un peu plus au Sud-Ouest (à 1 km environ) où un autre anticlinal, extrêmité occidentale de celui de Craignure, se traduit par une nette encoche à fond plat dans le plateau d'érosion de Druim na Cille : des sédiments liasiques apparaissent dans cette dépression allongée et étroite, mais sur quelques centaines de mètres seulement, car le flanc sud du pli est faillé. Déjà plus intéressantes sont les formes de relief plissé qui occupent la petite presqu'île de Craignure, car elles sont des plus schématiques, grâce à la présence de gneiss moinien et de Trias fortement écrasés, le cœur de l'anticlinal de Craignure a été évidé en un creux de 300 m de large que flanquent de chaque côté des collines de basalte nettement dissymétriques. Sur la bordure nord-est, subsiste un synclinal de laves dont le centre a été un peu abimé par le passage de la glace. Il est certain que les glaciers empruntant le Sound of Mull ont contribué à la mise en valeur de la structure, car le sens de leur déplacement coïncidait à peu près avec l'axe des plis ainsi qu'en témoignent les traces laissées sur les croupes de basalte. De son côté, la mer en bouchant partiellement le bray avec des dépôts de plage soulevée et des cordons de rivage ancien, a rendu le modelé plus caractéristique. On pourrait parler d'un ancien bray ennoyé puis remblayé. Dès que les cone-sheets acides envahissent les sédiments au Sud-Est de la baie de Craignure, la couverture de basaltes disparaît presque complétement. Toute la morphologie de détail s'ordonne autour de l'ossature des feuilles intrusives en soulignant par des creux, les bandes de Trias traversées parfois par des zones de broyage longitudinales.

Il faut aller un peu plus au Sud pour retrouver la couverture de laves plissée solidairement avec les sédiments secondaires et du même coup de beaux exemples d'inversion de relief. L'un des plus typiques est situé à Upper Achnacroish, à l'Ouest de Torosay Castle. Creux triangulaire en cul-de-sac défonçant le niveau pliocène, il s'est installé dans les couches mésozoïques du cœur d'un anticlinal de basalte recoupé par deux failles orthogonales. Si la bordure escarpée de l'Ouest n'est autre qu'une petite cuesta — vu l'allure modérée des pendages le terme de crêt ne saurait convenir — jalonnant la retombée normale du pli, en revanche l'abrupt du Nord-Est est un escarpement de ligne de faille inversé *(fig. 138)*. Quant à la limite sud-est, elle correspond elle aussi à un accident cassant, mais exploité cette fois en vallée de ligne de faille par un cours d'eau se dirigeant vers Duart Bay et auparavant par la glace d'origine montagneuse à écoulement divergent, de telle sorte que la dépression anticlinale et le ruisseau qui l'occupe se trouvent désormais un peu suspendus dans cette direction. De deux côtés sur trois, les failles servent donc de limite et il conviendrait pour être exact de parler d'un « quart-de-bray » plutôt que d'un demi-bray. Le nivellement d'ensemble est facile à prouver car l'aplanissement pliocène présent immédiatement au Nord, au replat du Gual a' Mheoraidh, se retrouve en bordure même du creux à l'Ouest et à l'Est tronquant les bancs de laves inclinés. La reprise d'érosion linéaire à partir du cours d'eau tributaire du petit fleuve côtier débouchant dans Duart Bay a conduit à une mise en valeur de la structure à laquelle a dû contribuer un glacier diffluent. De part et d'autre des pentes plus douces et herbues du fond que trouent çà et là des petits chicots de roches sédimentaires, les abrupts bordiers n'ont pas la même physionomie. Celui de l'Ouest avantagé à la fois par un contraste lithologique marqué, par le fort pendage du basalte vers l'Ouest et par une exposition climatique à l'Est responsable d'un recul sensible au Quaternaire froid, est de beaucoup le plus raide. Il est souligné par une corniche et un talus d'éboulis. A l'Est au contraire, l'abrupt de ligne de faille est bien plus émoussé, car le Trias arrive directement en contact avec les laves du sommet de la voûte anticlinale. La discordance du basalte sur les sédiments secondaires, bien visible le long de l'escarpement occidental, n'a pas qu'un intérêt paléogéographique : elle conditionne également dans une certaine mesure le détail des formes. Non que la surface infrabasaltique puisse jouer un rôle morphologique par elle-même. En dépit de ses inégalités marquées (plus de 4 m sur 15 m de distance latérale en un endroit) elle en est bien incapable, puisque les couches de Lias inférieur qui affleurent sous le basalte sont moins résistantes que lui et l'étaient même sous le système morphogénétique froid du Quarternaire. Tout au plus, les intercalations minces (1 à 2 m au maximum) de conglomérats et de brèches à silex du Tertiaire peuvent-elles se traduire localement par un timide ressaut. Mais le profil de l'escarpement se modifie suivant l'importance prise par le basalte dans l'ensemble de la dénivellation. La couverture de laves monte en effet assez rapidement vers le Nord, pour ne plus occuper finalement que la partie tout à fait supérieure de l'abrupt, le reste étant sculpté dans les shales et les calcaires du Lias inférieur. Ces derniers terrains fissurés et très sensibles à l'action du gel quaternaire ont fourni de multiples petits débris anguleux et n'ont pas permis au basalte de reculer plus vite qu'eux. Ils font partie intégrante de l'escarpement de bordure, à la base d'une corniche de laves dont la vigueur et l'ampleur relative varient d'un point à l'autre.

L'anticlinal du Loch Don qui affleure plus au Sud a donné naissance à des formes non seulement plus vastes, mais aussi plus riches, méritant, sans aucun doute, le qualificatif d'appalachiennes, plus pleinement que celles qui viennent d'être analysées. Le point de départ de l'évolution reste le niveau d'aplanissement pliocène présent sur tous les sommets des collines de basalte des environs, à l'exception du Càrn Bàn, relief résiduel qu'on peut considérer comme un témoin douteux de la surface écossaise. Dans le cœur d'un vigoureux brachyanticlinal long de 6 km environ affleurent au beau milieu des basaltes tertiaires, non seulement des séries sédimentaires secondaires mais encore des laves d'âge dévonien et même des schistes et ardoises du Dalradien *(fig. 143)*. Bien entendu,

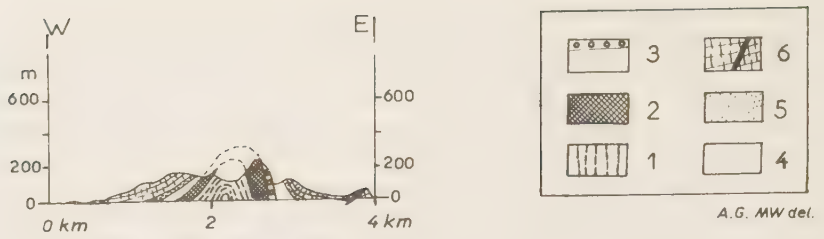


Fig. 143. — *Coupe à travers le bray du Loch Don (partie centrale).*
1 : schistes du Dalradien; 2 : basalte dévonien; 3 : grès et conglomérats du Trias; 4 : Lias inférieur; 5 : Lias supérieur et Jurassique; 6 : basalte tertiaire avec cone-sheet.

la mise en valeur de la structure n'est pas partout aussi bonne. C'est au centre qu'elle est de beaucoup la meilleure, car l'exaspération du pli y a permis le recoupement de terrains variés, donc l'affleurement d'un potentiel lithologique bien pourvu. En outre, le drainage étant longitudinal et adapté, les formes structurales apparaissent admirablement bien *(photo 49)*. En allant de la périphérie vers le cœur du pli on rencontre successivement : 1) les bas plateaux de l'enveloppe externe de basaltes tertiaires se terminant par un escarpement. A l'Ouest, le Cnoc na Moine doucement incliné vers l'extérieur n'est limité que par une petite cuesta; à l'Est, la gouttière synclinale d'Auchnacraig, ample dépression en berceau dont le fond recreusé a été ensuite comblée par des plages marines anciennes, est bordée par un abrupt plus vigoureux. 2) un sillon double creusé dans les shales tendres du Lias et encadré par les quelques versants et escarpements des calcaires gréseux bajociens. Le chenal occidental rectiligne est suivi par le Gleann Rainich, étroite vallée dissymétrique qui rejoint la tête du Loch Don par un tracé méridien sans affluent. A l'Est, la dépression au profil asymétrique est plus large et plus évasée mais sans drainage actuel; la rupture de pente provoquée par le Jurassique est beaucoup mieux marquée sur le versant le plus raide. 3) L'enveloppe interne des laves dévoniennes très redressées apparaît clairement dans le modelé sous forme d'une échine boisée au tracé elliptique fermé de toutes parts, sauf au Nord. A l'Ouest les laves sont peu épaisses et la croupe convexe, quoique très schématique dans sa dissymétrie, n'a qu'une altitude médiocre. Par contre, à l'Est c'est un puissant bourrelet, le Druim Mòr-Aird na Drochaide, flanqué sur son flanc oriental

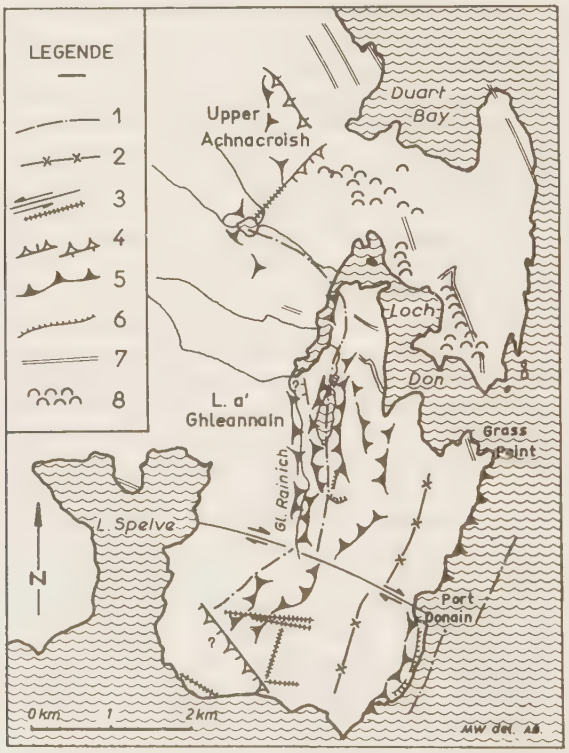


Fig. 144. — *Les environs de Lochdonhead (Mull).*
1 : axe anticlinal; 2 : axe synclinal; 3 : creux de ligne de faille (décrochement latéral ou simple fracture); 4 : escarpements de ligne de faille (le second est inversé); 5 : escarpement de basalte 6 : autre abrupt; 7 : crête due à un cone-sheet; 8 : collines de moraine de poussée.

PHOTO 49. — *La boutonnière du Loch a' Ghleannain (Mull).*
Noter la double couronne de cuestas dans la partie gauche de la photo.
Au fond, le Sound of Mull. Vue vers le NNE.

PHOTO 50. — *Le versant méridional de la vallée du Loch Uisg-Loch Spelve.*
Buttes inclinées (« flat-irons ») et escarpements monoclinaux de basalte dominant le granite tertiaire.

d'un placage de poudingues et brèches triasiques. Vu la résistance de ces basaltes du Vieux-Grès-Rouge, on aurait pu nourrir l'espoir de retrouver dans le paysage des éléments inclinés dérivant de la surface prétriasique. En fait les quelques rares portions de versant qui auraient pu appartenir à cette surface, sont beaucoup moins inclinées que le plan de discordance de la base du Trias (plus de 70° par endroits) et il est vain de vouloir rechercher des vestiges d'une topographie ancienne recoupée aussi franchement par les pentes actuelles. 4) Le cœur de l'anticlinal est évidé dans les schistes relativement peu résistants du Dalradien. Un creux allongé presqu'exactement adapté à l'affleurement se termine brutalement en cul-de-sac vers le Sud par une paroi raide en hémicycle. Les formes rappellent d'autant mieux celles d'un cirque ou d'un fond d'auge secondaire que la dépression est occupée partiellement par un lac, le Loch a' Ghleannain, dont l'émissaire, un peu suspendu, rejoint le Loch Don en traversant un verrou de laves dévoniennes *(fig. 144)*.

Dans la partie méridionale du pli, l'exploitation de la structure est moins poussée, car un plongement périclinal appauvrit singulièrement le potentiel lithologique. En outre, l'anticlinal se dédouble. Les formes structurales s'estompent. Elles se résument à deux dépressions inégales de shales liasiques qui crèvent la surface des plateaux de basalte, à l'Ouest de l'ample « val » en berceau de Garbh Dhoire, modelé sur un synclinal marginal de laves. Les abrupts qui limitent les anticlinaux évidés ne sont pas en continuité avec ceux de la partie centrale. Il y a dans le relief un net décalage de quelques centaines de mètres qui traduit clairement l'existence d'un décrochement horizontal dextre. Cet accident, prolongement probable de la faille de la rivière Lussa recoupe transversalement toute la péninsule. Nivelé par les aplanissements néogènes, il a été remis en valeur par deux petites vallées de ligne de faille opposées qui ont été empruntées et élargies par la glace diffluente.

Quant à l'extrémité nord, elle n'est guère plus avantagée pour ce qui est de la morphologie. Ce n'est plus la structure qui est en cause, mais la présence de la vallée ennoyée du Loch Don. Il y a là un axe de drainage orthogonal au pli et évidemment inadapté qui a non seulement défoncé le niveau pliocène mais abimé les formes structurales qui auraient pu naître de cette dissection. Il est vrai que les glaciers ont largement profité de cette gouttière de concentration hydrographique qui leur permettait une évacuation facile vers le Firth of Lorne. Leur surcreusement dans les terrains secondaires a donné au Loch Don son curieux dessin, où se reconnait l'influence de la structure : deux bassins inégaux séparés par l'étranglement médian d'un alignement de collines installé sur la terminaison nord de l'affleurement des laves dévoniennes.

Bien entendu, à propos de cet anticlinal évidé du Loch Don se pose le problème d'âge de la mise en valeur. Faut-il attribuer aux glaciers la responsabilité du creusement par érosion différentielle ? Il ne semble pas que les glaciers aient *créé* à proprement parler les formes structurales. Par contre il est évident qu'ils ont participé à l'exploitation des différences lithologiques. Trois raisons nous font adopter ce point de vue : 1) Nous avons souvent vu dans d'autres secteurs que la dissection du niveau pliocène avait précédé l'arrivée des glaciers. Pourquoi la région du Loch Don ferait-elle exception à la règle ? 2) Certains sillons appalachiens, plus particulièrement ceux qui sont taillés dans les sédiments liasiques entre les deux enveloppes de laves, sont encombrés par les moraines que déposèrent les glaciers voyageant transversalement. Pour la glace venue du centre montagneux, les creux périphériques servaient de pièges à moraine de fond. 3) La composition lithologique de ces accumulations morainiques montre, à l'Est du Druim Mòr- Aird na Drochaide, que les sédiments secondaires tout en étant bien représentés, sont loin d'être dominants. Les basaltes l'emportent quelquefois de peu, mais parfois aussi de manière écrasante. Immédiatement au Nord du Loch Don, aux environs de Lochdonhead, existent de puissantes accumulations glaciaires et fluvio-glaciaires dans le matériel desquelles la rareté des sédiments secondaires est frappante. On voit mal pourquoi des roches aussi gélives que les calcaires et les shales du Lias ne seraient pas plus abondantes dans la moraine si les glaciers avaient excavé *ex nihilo* un sillon sur l'emplacement de leurs affleurements.

Il est donc raisonnable d'admettre que les glaciers ont tiré parti des formes existantes de relief appalachien, plutôt que créé ce type de modelé. En revanche, le travail d'exagération des contrastes, aboutissant comme bien souvent à un faciès caricatural du paysage, appartient sans aucun doute à la glace. Celle-ci ne s'est pas contentée de façonner les sillons sédimentaires en les élargissant, de surcreuser le Dalradien du Loch a' Ghleannain dans un cirque allongé ou plus exactement une petite auge suspendue, mais c'est elle qui a donné à l'estuaire du Loch Don une importance décisive dans le relief du secteur.

Dans la presqu'île de Laggan, depuis le fond du Loch Buie jusqu'à la tête de la branche sud du Loch Spelve, et plus spécialement de part et d'autre du Loch Uisg, la morphologie structurale s'organise d'une manière bien différente. Les plis périphériques ne jouent plus qu'un rôle accessoire dans les formes. En effet, ils n'affectent que la couverture de laves, les sédiments de profondeur ayant été remplacés par des intrusions de granite et de gabbro mises en place après les plissements. Si la cuvette allongée du Loch Uisg suit en gros un synclinal superficiel de basalte, c'est sans doute parce que l'axe de l'accident coïncide avec le prolongement de la grande zone de broyage de la faille déviée du Glen More Ce sont, de fait, les failles qui prennent la première place morphotectonique aux dépens des plis : non seulement la ligne de roches broyées dont il vient d'être question,

mais encore de nombreuses fractures et failles radiales rapprochées qui la recoupent transversalement et déplacent la plupart des terrains de la première caldeira.

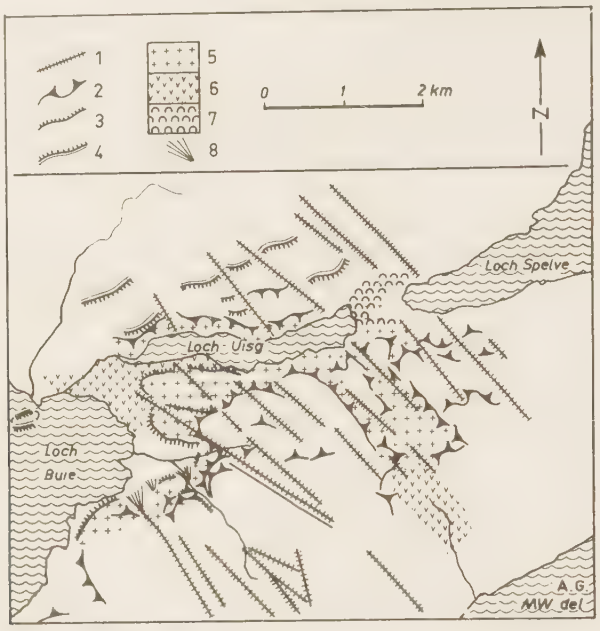


Fig. 145. — *Le secteur sud-est de Mull.*
1 : creux de fracture ou de faille; 2 : escarpement de basalte; 3 : abrupt épousant le rebord d'un cone-sheet; 4 : autre escarpement; 5 : granophyre; 6 : gabbro en creux; 7 : accumulations morainiques et fluvio-glaciaires; 8 : cône de débris.

Aux environs de Laggan Lodge, en bordure du Loch Buie, on constate non sans surprise, que le granite tertiaire occupe une position nettement déprimée par rapport au toit de laves. Le basalte induré par le puissant thermo-métamorphisme qu'il a subi, domine par un amphithéâtre d'escarpements la cuvette — le demi-alvéole serions-nous tenté de dire — de granite tournée vers la mer à l'Ouest *(fig. 145)*. Le contraste entre les deux roches est d'autant plus frappant qu'il est souligné par un changement du profil des versants. Aux corniches raides mais courtes des basaltes, font suite les longues pentes convexes sculptées dans le granite. Si le fond de la demi-cuvette est plat, parce que remblayé par des plages anciennes, les bords sont festonnés par les entailles de ravins convergents qui se sont parfois établis sur des lignes de faille. L'encaissement est surtout prononcé dans les granites en raison de la convexité qui l'emporte dans le profil des versants, mais aussi en raison de la résistance plus grande des basaltes. Il y a dans ce paysage, des éléments qui sont apparemment contradictoires mais peuvent en fait s'expliquer très bien par les changements de systèmes morphogénétiques. Il est évident que les laves ont bénéficié de la « cuisson » par l'intrusion sous-jacente, au point de jouer le rôle de carapace protectrice vis-à-vis du granite. Moins aisément décomposables que lui sous les climats humides de la fin du Tertiaire et du début du Quaternaire, elles furent du même coup moins faciles à disséquer. En revanche, durant le Quaternaire froid, les résistances respectives des deux roches étaient inversées sur les versants. Les basaltes plus fissurés que les granites qui sont pourtant loin d'être toujours massifs, se sont révélés bien plus sensibles à la gélivation. Aussi ont-ils sérieusement reculé en laissant à jour devant eux le « plafond » de l'intrusion granitique. Ainsi s'explique la position des corniches basaltiques nettement en retrait par rapport aux ruptures de pente, qui conduisent au cœur de l'alvéole.

Le long du Loch Uisg, le paysage n'est pas fondamentalement différent, mais il est un peu compliqué par la présence de failles plus nombreuses et de cone-sheets. Bien que coïncidant approximativement avec un synclinal de basalte, la vallée n'est pas symétrique, car les multiples feuilles intrusives qui découpent le versant nord de leurs ressauts discontinus, hachés de failles, manquent presque totalement de l'autre côté. En outre, le granite tertiaire ne s'est pas établi dans l'axe d'une cuvette lacustre qui doit épouser le prolongement de la zone de broyage du Grand Glen : il monte bien plus haut sous les laves au Sud qu'au Nord. C'est donc sur le versant sud que les corniches basaltiques commenceront le plus tard en laissant se développer devant elles de beaux éperons convexes de granite. Le dispositif serait le même qu'à Laggan, si un dense réseau de failles radiales n'avait pas recoupé obliquement la vallée en introduisant une série de zones de faiblesse exploitées par des ravins parallèles. Grâce à ces coupures, le toit de basalte de l'intrusion a été profondément décapé et ne subsiste souvent qu'à

l'état de lambeaux allongés qu'isolent de petites gorges. Comme les basaltes par leur pendage, les granites par la pente de leur plafond, sont tous deux inclinés vers la vallée, il en résulte un curieux découpage en reliefs dissymétriques de buttes chapeautées de basalte qui par leur inclinaison et leur forme rappellent de très près les « flat-irons » des américains, mais dans un matériel non sédimentaire *(fig. 144 et photo 50)*. Les basaltes jouent ici le rôle de couche dure, les granites de matériel plus meuble. Nous avons vu par l'exemple de Laggan, quelle pouvait être la signification de cette résistance respective.

Au centre de la presqu'île, le défoncement du toit de laves plissées et la mise à jour des intrusions sous-jacentes à même gagné toute une bande transversale allant jusqu'au Firth of Lorne, à la faveur du creusement de deux vallées opposées. Le Glenlibidil Burn qui emprunte celle de l'extérieur, a profité de la présence de deux fractures rapprochées pour entailler le basalte jusqu'aux shales du Lias en développant une vallée courte mais large et profonde. En poussant son avantage, il a atteint par recul de tête de source, un alvéole de gabbro en contrebas du granite. Aussi le seuil de partage avec la vallée tributaire du Loch Uisg apparaît-il maintenant comme un col perché dans le granite au-dessus du gabbro du Glen Libidil, mais encadré par des escarpements de basalte.

Dans ce dernier secteur, comme dans les deux précédents, le démarrage de l'évolution qui a conduit à la mise en valeur des formes structurales s'est fait à partir de la surface écossaise. Nombreux, en effet, sont les témoins conservés sur le pourtour des cuvettes de granite et de gabbro. Par contre, le niveau pliocène a laissé fort peu de vestiges le long de vallées qui ont subi successivement les effets de la vigoureuse reprise d'érosion préglaciaire et du surcreusement glaciaire.

Parmi les ravins qui découpent les flancs des principales vallées, en utilisant généralement les lignes de broyage, il semble y avoir quelque variété. Certains — celui de l'Allt na Cuineige par exemple — sont relativement ouverts et ont des formes qui témoignent d'un âge assez reculé, peut-être préglaciaire. D'autres au contraire sont encore très activement ramonés par des torrents qui déversent pêle-mêle leurs matériaux sur des petits cônes de déjection fonctionnels. Tel est le cas de l'Allt a' Ghoirtein Uaine. Il ne faudrait cependant pas se hâter de classer comme gorge de raccordement postglaciaire toute entaille même étroite débouchant dans le Loch Uisg ou à la tête du Loch Buie. Les critères de formes (raideur des parois, étroitesse) sont à utiliser avec prudence pour des ravins de ligne de faille. Ainsi, en dépit d'apparences de coups de scie très récents, les gorges de l'Allt a' Bhaird et de l'Allt nan Seann Tighean ne sont pas postglaciaires. En effet, le raccord avec l'ancienne baie comblée de Laggan Lodge se fait mal par des cônes de déjection couverts qui sont antérieurs à la plage soulevée inférieure (néolithique ?) puisque tronqués à la base par une falaise morte correspondant à ce rivage ancien. De plus, les gorges n'aboutissent pas au sommet des cônes de déjection mais à un niveau *inférieur*, de telle sorte que les torrents ont tendance à les inciser sur les bordures. Naturellement on pourrait penser que cette dissection qui est simplement le fait d'un recreusement en fonction du niveau marin présent, est responsable, par une érosion linéaire actuelle, de la fraîcheur des gorges. En réalité, il n'y a pas de discontinuité dans le profil et surtout on voit mal comment une entaille s'effectuerait aussi vite dans la roche en place granitique et dans les matériaux non consolidés du cône. Il faut admettre que les gorges ont été creusées quand le niveau de base était particulièrement déprimé, donc en période froide. Puis après avoir été partiellement bouchées lors du stationnement marin à un niveau élevé — la plage soulevée intermédiaire est magnifiquement représentée à 2 km à l'Ouest près de Cameron — elles sont désormais en voie de dégagement. Comme en de nombreux endroits, les cônes de déjection qui subissent actuellement une dissection, doivent être contemporains du rivage tardiglaciaire (plage soulevée intermédiaire). La présence d'éboulis de cette époque à la base des parois de la gorge, sur l'Allt nan Seann Tighean inférieur, semble confirmer cette interprétation.

Entre les deux types morphostructuraux bien tranchés qu'on rencontre respectivement au Loch Uisg et aux environs du Loch Don, se place un modelé intermédiaire bien représenté aux abords du Loch Spelve. Cette dernière vallée arquée qu'occupe un bras de mer, épouse vraisemblablement le prolongement de la grande zone de broyage du Glen More, mais elle jalonne également le tracé d'un anticlinal évidé dans les sédiments mésozoïques puis surcreusé par les glaciers de contournement de la zone montagneuse. Le plan incliné qui recoupe les basaltes et dolérites du côté sud-est de la vallée n'offre guère d'intérêt du point de vue morphologique. Par contre, le versant nord-ouest est plus varié. Découpé, comme le long du Loch Uisg, par une série de ravins transversaux, alignés sur des failles radiales, il n'a conservé que des témoins réduits de l'aplanissement écossais sur les portions les moins divisées (au Nord-Ouest du Maol Odhar par exemple). Si le contact avec la montagne reste cependant bien marqué, c'est qu'il s'appuie sur la structure. En effet, le défoncement de la surface écossaise et l'élaboration du niveau pliocène se sont effectués de préférence aux dépens des volumes de granite tertiaire situés au pied des pentes montagneuses à gradins sculptées dans les cone-sheets doléritiques. Aussi les affleurements de granite se traduisent-ils par un recul du front montagneux, un élargissement de la vallée en plan, un adoucissement du profil avant la rupture de pente qui conduit dans les sédiments triasiques à l'axe du bras de mer.

A l'exception de quelques rares vestiges, le toit de laves a disparu. A Cruach Ardura cependant, le basalte couronne une butte en protégeant, outre le granite, des bancs de Trias qui aux environs immédiats et en contrebas, sont excavés par rapport aux échines dissymétriques des cone-sheets basiques qui les traversent.

Les montagnes du Centre de Mull.

Si les montagnes de Mull sont comparables à celles de Skye par leur implantation au cœur d'un complexe volcanique, parmi les roches du centre intrusif, elles possèdent néanmoins un modelé structural bien plus complexe et bien plus nuancé. Cette différence tient à deux raisons d'inégale importance :

1) Il n'y a pas à Mull l'adaptation rigoureuse du secteur montagneux aux affleurements de roches intrusives, que nous avions notée à Skye. Non seulement les plateaux ont mordu un peu sur les intrusions — la chose s'est également produite à Skye, nous l'avons vu —, mais des montagnes, et non des moindres, appartiennent à la couronne des coulées de laves du pourtour. Le puissant ensemble du B. More, point culminant de toute l'île, n'est pas situé à l'intérieur du complexe intrusif, mais sculpté dans de très épaisses séries de basaltes effusifs de la périphérie. Comme ces dernières roches ne s'avèrent pas exceptionnellement résistantes, il faut bien admettre qu'au moins dans ce cas, les différences lithologiques en faveur des roches intrusives du centre ont été plus que compensées par les effets d'une tectonique d'affaissement central (cauldron-subsidence) déjà ancienne.

2) Le cas du B. More peut malgré tout être considéré comme une exception — majeure il est vrai —. Dans l'ensemble, en effet, les montagnes sont constituées de roches essentiellement intrusives qui leur ont procuré une armature leur permettant d'échapper aux nivellements de la seconde moitié du Tertiaire (surface écossaise et niveau pliocène). Ces derniers aplanissements sont confinés aux plateaux de basalte de la périphérie. En revanche les mouvements positifs du centre de l'île ayant été tardifs et limités, la surface intermédiaire a pu pénétrer jusqu'au cœur du volcan et réaliser avec une surface d'âge plus ancien qu'on retrouve également dans le Morvern, un recoupement quasi général du noyau intrusif (v. p. 440). Mis à part le B. More, relief résiduel nettement perché au-dessus des autres montagnes, rares sont les montagnes qui semblent n'avoir pas connu de nivellement. Or le dispositif structural ainsi tronqué est beaucoup plus compliqué que celui de Skye : aux intrusions annulaires des ring-dykes successifs séparées par des « écrans » s'ajoutent d'innombrables cone-sheets, et des essaims de dykes tardifs *(fig. 146)*. Le réseau de failles radiales est complété par une faille annulaire. L'ensemble du schéma voit sa complexité encore accrue par la migration des caldeiras du Sud-Est au Nord-Ouest. Dans ce fouillis d'affleurements d'apparence inextricable, où voisinent côte à côte des terrains intrusifs, des basaltes effusifs, des volumes de projections volcaniques et même des « murs » de socle moinien incomplètement digérés, l'érosion différentielle a eu la partie belle. En exploitant largement la richesse du potentiel lithologique, elle a sculpté et parfois ciselé dans les moindres détails, des formes qui reflètent l'arrangement des terrains (notamment des terrains intrusifs) et donné ainsi aux racines de volcans tronqués leur intérêt morphologique. Il s'agit donc d'un relief volcano-appalachien comme à Ardnamurchan, mais réalisé ici avec une ampleur bien supérieure, à partir d'une surface d'aplanissement plus ancienne. En dépit d'une complication plus grande du dispositif structural, d'un creusement bien plus profond des vallées, une échelle de résistance relative des roches se dégage de l'analyse des formes : elle est assez voisine de celle d'Ardnamurchan.

Le groupe montagneux du *B. More* est à mettre à part, dans l'étude du centre de Mull *(fig. 146)*. Par sa position à l'écart des alignements majeurs d'interfluves de l'île, par son altitude nettement supérieure à celle des autres sommets et surtout par sa composition géologique faite de basaltes effusifs et non de roches intrusives, le B. More ne ressemble pas aux autres montagnes de Mull. Il apparaît depuis le Mainland ou depuis le large comme une grande nef renversée, un éperon grandiose dominant fièrement les montagnes avoisinantes. En effet, il semble avoir échappé aux nivellements néogènes qui ont recoupé le centre de l'île. Bien que son sommet étroit à trois branches, produit du recoupement de plusieurs versants, le classe indiscutablement parmi les reliefs résiduels, on ne peut toutefois pas exclure qu'il soit dérivé d'un fragment de surface supérieure.

Si le basalte qui affleure au B. More appartient sans aucun doute au groupe des coulées de laves de la périphérie, il n'en est pas moins différent de celui des autres plateaux. Il est plus clair et comporte même en son milieu une couche de 100 m d'épaisseur de mugearite, variété de basalte relativement alcaline, riche en paillettes d'albite. Bien que compris à l'intérieur des limites de la pneumatolyse, les basaltes clairs et les mugearites du B. More — placés stratigraphiquement, du reste, au sommet de la succession des coulées de laves des plateaux — ne semblent pas dotés d'une résistance telle qu'ils puissent rendre compte par leur seule présence du maintien du relief résiduel. La mugearite coïncide effectivement avec les escarpements du fond du Coire Gorm à l'Ouest; au Sud-Est elle se traduit aussi par des pentes raides. Par contre, sur le flanc nord, elle est remplacée par les basaltes clairs du groupe supérieur. Dans l'ensemble les affleurements rocheux apparaissent densément fissurés et marqués fortement par la gélivation quaternaire dont témoignent les grands talus d'éboulis moyens ou fins et les champs de pierrailles sur les sommets. Comparativement aux basaltes des plateaux, les laves du B. More apparaissent moins altérables et moins décomposées, mais cette caractéristique ne leur est pas propre puisqu'elle se retrouve dans bien des coulées basaltiques métamorphisées des plateaux du Sud-Est. Au reste, n'étant pas placées en contact direct avec les intrusions, elles n'ont pas pu bénéficier d'une cuisson du genre de celle qui a induré les basaltes du Loch Uisg ou ceux du Loch Bà.

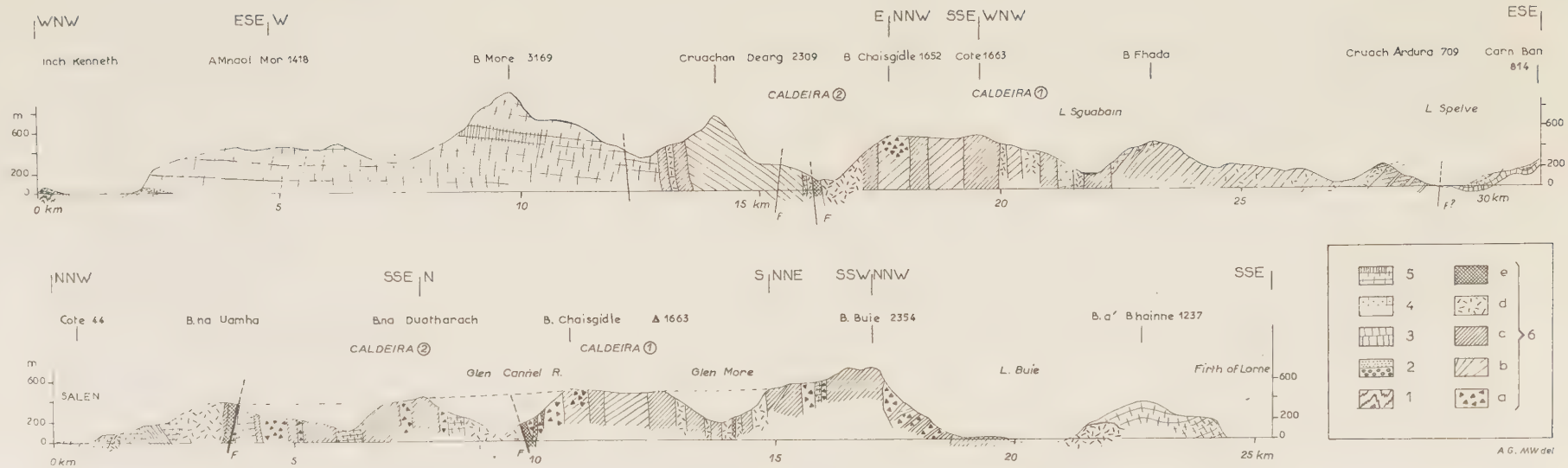


Fig. 146. — *Coupes à travers la partie centrale de Mull.*

Les deux coupes ont des tracés à peu près perpendiculaires. 1 : socle de gneiss moinien; 2 : conglomérats et grès du Trias; 3 : calcaires et shales du Lias; 4 : Cénomanien; 5 : basalte tertiaire et au sommet « mugearite »; 6 : *complexe central intrusif*, a : brèches volcaniques, b : cone-sheets basiques inclinés, c : ring-dykes de gabbro et de dolérite, d : granophyre, e : anneau de felsite.

En conséquence, il semble raisonnable de ne pas expliquer uniquement par la lithologie, la persistance de cette haute montagne, sinon isolée, du moins perchée. Mais c'est se condamner du même coup à faire appel à l'emplacement. Or ce dernier facteur a nécessairement joué de deux manières différentes et successives : 1) de façon active, par le mécanisme de cauldron-subsidence avantageant les laves du pourtour du volcan aux dépens du centre intrusif en voie d'affaissement. Le B. More serait donc un fragment de la couronne redressée des basaltes. Mais cette explication s'avère évidemment insuffisante, car le B. More est relativement proche du cœur intrusif et les pendages de ses coulées sont modérés. En outre, pareil mécanisme a joué pour la plupart des plateaux périphériques, sans donner à ces derniers une altitude très considérable. 2) Reste donc à se tourner vers le rôle passif joué par la position. Si le B. More a pu se maintenir en tant que le relief, c'est qu'il a échappé aux aplanissements et aux reprises d'érosion ultérieures. Nous sommes alors dans l'obligation de constater que la montagne, bien que située à l'écart des grandes vallées, se trouve avoir une position singulièrement excentrée dans l'ensemble montagneux de l'île, à quelques kilomètres seulement des vallées du Loch na Keal et du Loch Scridain. Sa situation n'apparait vraiment centrale que par rapport aux bas plateaux du niveau pliocène représentés sur les bordures nord-ouest, sud-ouest et sud-est de Mull *(fig. 137)*.

Sculpté dans des empilements de coulées légèrement inclinées vers le centre du volcan, le B. More a des formes simples où les versants raides se localisent, contre toute attente, du côté est. C'est dire que les contrastes d'exposition climatique du Quaternaire l'ont emporté sur des influences structurales qui auraient dû favoriser une dissymétrie inverse. Le volume de laves est en effet découpé au Nord-Est et au Sud-Est par deux grands cirques que sépare seulement l'étroite crête menant à A' Chioch. A l'Ouest, le large Coire Gorm, cirque évasé ou plutôt tête de vallée raidie dans le haut, a beaucoup moins reculé, de telle sorte que le sommet de la montagne ne se réduit pas à une simple pyramide de coalescence de cirques, un horn, mais subsiste sous forme d'un fragment de coupole aux versants inégaux.

Les formes de relief volcano-appalachien de Mull n'ont peut-être pas le schématisme de celles d'Ardnamurchan, mais elles sont d'échelle nettement plus grande. Réalisées à partir d'un plan d'érosion plus ancien (surface intermédiaire ou aplanissement antérieur), elles traduisent comme elles, par leur dessin arqué, le dispositif structural essentiellement annulaire du cœur des « volcans écossais ».

Il nous a semblé souhaitable d'aborder leur étude suivant deux voies différentes : d'abord par une méthode analytique pratiquée en quelques secteurs caractéristiques, ensuite en regroupant les grands ensembles structuraux et en débouchant ainsi sur les problèmes d'organisation du relief.

Pour comprendre la place respective des différentes roches dans la morphologie d'échelle moyenne, il est nécessaire de commencer par des exemples relativement simples. En ce qui concerne l'influence morphologique des cone-sheets, on peut choisir les environs du Sgùrr Dearg dans la partie nord-est du complexe intrusif. Il y a là en effet, une telle densité de feuilles intrusives inclinées vers le cœur du volcan, que leurs affleurements finissent par occuper une place égale ou supérieure à celle des roches encaissantes. Aussi, ces cone-sheets ne se bornent pas à agir individuellement sur le modelé de détail des versants, par leur masse résistante ils conditionnent la localisation des montagnes, par leur forte inclinaison ils introduisent des dissymétries fondamentales.

Le Sgùrr Dearg appartient à une chaîne montagneuse installée sur un faisceau très dense de cone-sheets basiques datant de la première caldeira. Si l'on en juge d'après leur rôle évident d'ossature dans le relief, et surtout d'après la coïncidence entre leurs affleurements et tous les plus hauts sommets — depuis le Sgùrr Dearg jusqu'au B. Chreagach Mòr — ces feuilles doléritiques sont indiscutablement au sommet de l'échelle de résistance du secteur. Aussi commandent-elles par leur inclinaison marquée, les dissymétries des longs versants. Seuls les sommets calmes, témoins perchés d'aplanissements relativement anciens échappent à leur tyrannique influence, par leur forme sinon par leur emplacement. Si le B. Bhearnach situé immédiatement au Nord-Ouest du Sgùrr Dearg a résisté dans un volume de basalte effusif c'est que le matériel était armé par des feuilles de dolérite qui donnent à ce sommet une dissymétrie caractéristique avec son versant raide tourné vers l'extérieur.

Le Sgùrr Dearg lui-même est un exemple encore plus démonstratif. Il domine non seulement des agglomérats volcaniques mais encore de larges affleurements de gneiss moinien subsistant entre les feuilles intrusives. Ses flancs nord-est et sud-est sont très raides et bordés d'éboulis, tandis que la retombée occidentale plus douce, est formée d'une alternance de roches polies et de chicots. On peut s'étonner du rôle déterminant de la dolérite dans le modelé quand on voit cette roche toute fissurée, si apte par sa sensibilité au gel, à libérer des éclats anguleux. Mais que de fois n'avons-nous pas noté que le Quaternaire froid n'avait pas disposé du temps nécessaire pour modifier les traits majeurs d'un relief hérité d'une adaptation préglaciaire à la lithologie. En contrebas du B. Dearg, la vallée de la riv. Lussa par la dissymétrie de ses versants et surtout par l'opposition que manifeste le drainage de part et d'autre du cours d'eau — un puissant ravinement par des torrents subparallèles sur le versant régulier du Nord-Est contraste avec l'absence presque totale de ruissellement de l'autre côté — témoigne de l'influence des cone-sheets basiques précoces dans le paysage. Toutefois au Sud de cette rivière, le rôle d'armature des feuilles de dolérite tend à diminuer, en dépit d'une densité au moins aussi forte. Dans l'ensemble les altitudes s'abaissent et les formes lourdes résultant de l'aplanissement par la surface intermédiaire prennent une

importance plus grande. Ce changement doit pouvoir s'expliquer par un affaiblissement global du matériel, en rapport avec la présence de nombreux écrans de granite assez sensibles à la décomposition.

A l'Ouest du Sgùrr Dearg, au-delà du Glen Forsa supérieur, donc plus à l'intérieur du complexe volcanique, les cone-sheets basiques précoces sont remplacés par d'autres feuilles doléritiques du même genre mais beaucoup plus tardives. En dépit d'une texture fine et d'une composition minéralogique dépourvue d'olivine, elles ne jouent pas un rôle morphologique aussi déterminant que les précédentes, car elles sont plus minces et ont tendance à se débiter en plaquettes et écailles. Les escarpements auxquelles elles donnent naissance sont moins puissants et moins vigoureux. Tout le long du Glen Forsa, un faisceau pourtant très dense de cone-sheets de ce type ne se traduit guère par des formes en saillie, sauf au B. Talaidh. Cette haute échine allongée au sommet arrondi et doux garde la dissymétrie que lui ont imprimée les feuilles intrusives inclinées. Son versant nord-est dépourvu de drainage, à l'exception du torrent du Coire Gaibhre qui profite d'un affleurement de granite, est accidenté par une série de ressauts structuraux de petite taille. L'autre flanc tourné vers le Sud-Ouest (et le centre de la première caldeira à son second emplacement) est au contraire régulier et drainé par de très nombreux torrents tributaires de l'Allt a' Choire Bhain. Grâce aux cone-sheets du B. Talaidh et du B. Bheag voisin, la vallée supérieure de la riv. Forsa qui suit la limite extérieure de ces feuilles au contact avec le basalte participe nettement à la dissymétrie générale des formes.

Les ring-dykes ont un rôle morphologique plus nuancé que les cone-sheets car leur composition pétrographique varie et des anneaux intrusifs voisins peuvent réagir à l'érosion de manière fort différente. La vallée de la riv. Coladoir nous en fournit quelques exemples simples. A l'amont, elle traverse obliquement une succession de ring-dykes de granite et de gabbro à quartz. Ces deux roches — nous aurons l'occasion de le voir à plusieurs reprises — jalonnent ordinairement des creux de la topographie, mais malgré leur position voisine sur l'échelle de résistance, elles peuvent localement s'opposer dans le modelé. Ainsi au fond de l'auge assez classique à bords évasés de la haute Coladoir, s'observe une succession de petites cuvettes remblayées, séparées les unes des autres par des seuils rocheux que surmontent des accumulations morainiques. Le plus souvent, les petits ombilics ont été surcreusés par la glace aux dépens du granite vraisemblablement plus décomposé, tandis que les barres rocheuses intermédiaires étaient localisées dans le gabbro à quartz. Mais il y a des exceptions et la présence de quelques fractures et lignes de failles complique les choses par endroits (ex. au pied du Coire Clachach). Le granite tertiaire du secteur peut d'ailleurs grimper assez haut, jusqu'au Cruach Choireadail, sans qu'on puisse évaluer dans cette situation la part de sa résistance propre et celle des cone-sheets basiques tardifs. Doit-on attribuer au grain fin où à la composition minéralogique de ces granites une grande importance locale ? Certes la biotite est remplacée par l'augite, elle-même souvent transformée en hornblende (ouralitisation); les feldspaths alcalins ou les plagioclases les moins calciques sont les seuls présents. Mais il est difficile de faire abstraction de la double constatation que révèle l'analyse des formes : 1) le granite des ring-dykes est presque toujours en position déprimée dans les environs; 2) les cone-sheets basiques tardifs jalonnent au contraire un alignement de montagnes bien visible depuis le Cruach Choireadail jusqu'à An Cruachan à plus de 6 km au Nord-Ouest. Quant au gabbro quartzifère à gros grain, il n'occupe pas toujours une position supérieure à celle du granite : au Sud-Est du Cruach Choireadail, il est troué par une jolie petite cuvette elliptique analogue à celles qui sont excavées dans le granite, immédiatement en amont d'un cone-sheet basique formant limite. La roche ne contient pourtant pas de biotite : à côté des cristaux zonés de labrador et des minéraux brunâtres d'augite, se rencontrent la hornblende et un peu de quartz associé à un feldspath alcalin.

A l'aval du verrou de Craig sculpté dans des gabbros ordinaires armés de sills basiques, la vallée de la riv. Coladoir s'élargit en un véritable bassin qui coïncide en gros avec l'intrusion granitique précoce (quoique tertiaire) de Derrynaculen. Le granite de même âge que celui du bord du Loch Spelve, occupe comme lui une position déprimée par rapport aux groupes de cone-sheets basiques de la première caldeira. On le voit nettement au Sud de Derrynaculen où les abrupts déterminés par les feuilles de dolérite dominent une cuvette de granite dont l'axe de surcreusement glaciaire épouse une grande ligne de faille. La rivière, au prix d'un grand coude brusque utilise à son tour en le remblayant le cœur de cet alvéole élargi à partir d'une zone de broyage. Outre ce creux, le fond inégal du bassin d'érosion différentielle de Derrynaculen est accidenté également par de longues échines rocheuses d'orientation méridienne qui s'appuient sur des barres de dolérites intrusives. La rivière Coladoir s'est adaptée tant bien que mal à cette topographie irrégulière glaciaire qui respecte les influences structurales d'un système morphogénétique plus ancien. Il est bien évident que les places respectives du granite et de la dolérite ne peuvent être qu'héritées d'un milieu humide où prédominait l'érosion chimique. L'action du gel aurait dû normalement inverser les choses, si elle avait duré suffisamment.

Aux environs du B. Buie, les combinaisons de morphologie structurale se compliquent, car aux ring-dykes variés s'ajoutent des faisceaux denses de cone-sheets, des écrans de basalte et le demi-laccolite du B. Buie percé lui-même par des feuilles intrusives.

Le problème fondamental se rapporte à la place qu'occupe le gabbro dans la morphologie du secteur, relativement aux autres roches. Le B. Buie et les montagnes des alentours immédiats, sculptés dans une épaisse

intrusion arquée de gabbro, dominent nettement les lanières de hauts plateaux de la surface intermédiaire conservées au Nord et au Nord-Est dans un matériel très varié. Par leurs formes lourdes sommitales, ces montagnes se distinguent des crêtes aiguës des Cuillins ou du Blaven taillées pourtant à Skye dans une roche de nature assez voisine. Par contre, la topographie de détail faite de pans rocheux sombres et massifs, usés par la glace est étroitement ressemblante. Le gabbro du B. Buie doit-il, comme celui des Cuillins, être placé au sommet de l'échelle de résistance régionale des roches ? Vu la position dominante de la montagne, on serait tenté de le faire. Mais il faut bien se garder d'aller trop vite en besogne, car le gabbro est loin d'avoir toujours la place éminente qu'on serait prêt à lui attribuer. A 1,5 km à l'Ouest du B. Buie, la grande cuvette lacustre du L. Fuaran est exactement surcreusée dans les limites de l'intrusion, en contrebas des grosses feuilles de dolérite du Cruach nan Con et du Torr a'Ghoai. Même si avec Lobjoit [284], on admet qu'une faille dénivelle cette vaste apophyse par rapport au reste de l'intrusion, il reste qu'un profond creux a été excavé aux dépens du gabbro *(fig. 147)*. Cet exemple n'a pas qu'une valeur purement locale, car il n'est pas isolé. Toute la partie orientale du demi-laccolite est traversée par la large vallée à fond plat du Chaiginn Mhòir que dominent les escarpements des cone-sheets basiques anciens le long du versant est. Le développement d'un large palier du niveau pliocène dans l'intrusion au pied des parois de dolérite, la coïncidence d'un beau verrou avec le passage transversal d'un cone-sheet basique, laissent peu de doute sur la position déprimée qu'occupent ici les gabbros relativement aux feuilles intrusives.

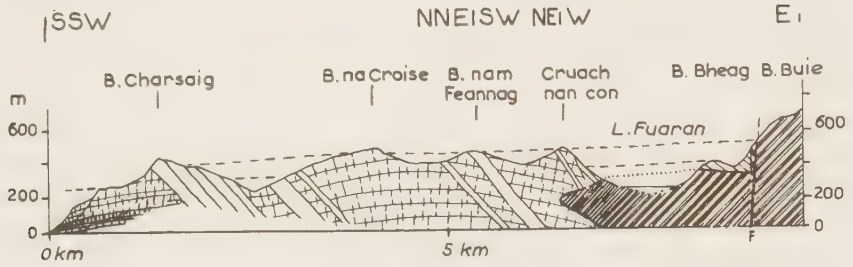


Fig. 147. — *Coupe dans les plateaux qui dominent le Loch Buie au Nord-Ouest.* Même légende que dans la figure 146.

Or les deux secteurs où le gabbro a été mis en creux correspondent précisément à des portions marginales du demi-laccolite, à des apophyses très pauvres en feuilles doléritiques, contrairement à la partie interne traversée par de multiples sills et intrusions mineures. On ne peut donc manquer de conclure qu'à l'instar du Blaven, le B. Buie a bénéficié de l'armature que lui ont procurée les feuilles intrusives de dolérite, même si durant le Quaternaire froid ces feuilles, par leur sensibilité au gel, devenaient un facteur d'affaiblissement temporaire.

Il est assez significatif du reste que les trois principaux sommets, le B. Buie, la montagne cotée 2341 et l'éperon du Sròn Dubh, soient localisés tous les trois sur des affleuremens de dolérite. En tout cas, les cone-sheets basiques, par leur forte inclinaison vers le NNE, ont imposé aux formes une nette dissymétrie, avec une série d'escarpements tournés vers le SSW et dominant le Loch Buie. Ils peuvent même par endroits créer des surplombs au-dessus des talus d'éboulis.

Ce rôle d'ossature du relief joué par la dolérite, nous le retrouvons très clairement réalisé à quelques kilomètres au Nord-Est, sur le flanc occidental du B. Fhada. En bordure de ce large témoin de surface intermédiaire, s'est installé un curieux cirque, le Coir'Odhar, cerné par un bourrelet elliptique en saillie. Cette couronne qui domine le fragment de plateau en arrière coïncide de façon très exacte avec un gros sill de dolérite troué en son milieu et apparaissant de ce fait sous la forme d'un anneau ovale. La roche encaissante est ici un écran de basalte des coulées; elle a servi de plancher au cirque et au petit lac qui l'occupe.

Si le gabbro n'est pas toujours en saillie dans le secteur, il occupe néanmoins une place plus élevée que celle du granite dans la hiérarchie de résistance régionale. La haute vallée de la riv. Lussa est sans équivoque à cet égard. Ainsi la cuvette de surcreusement du Loch Airdeglais logée dans un ring-dyke de granite, commence exactement à la limite avec le gabbro, pour se terminer à l'endroit où un écran de basalte traverse la vallée. Dans toute la section correspondant à l'affleurement de granite tertiaire, la vallée est large avec de grands versants concaves dominés par des escarpements. Du côté est, les relations sont très claires : les abrupts de dolérite du Creag na-h Iolaire occupent la partie supérieure du versant. Dans le bas, l'adoucissement provoqué par les longues pentes d'éboulis couverts coïncide avec les granites. Grâce à la taille réduite des débris libérés par la décomposition du matériel granitique, un ravinement superficiel continue d'inciser actuellement les éboulis, suivant un processus qui rappelle d'assez près celui qui a été analysé dans les Red Hills (Skye). L'autre versant a un profil plus irrégulier, en raison de la présence d'une grosse masse d'agglomérats dans laquelle s'est installé le Coire nan Each.

Le seuil rocheux qui sépare le Loch Airdeglais du Loch an Ellen est sculpté dans un écran de basalte. Peu vulnérable au surcreusement dans l'axe de la vallée, car moins décomposé que le granite et le gabbro à quartz qui l'encadrent avant l'arrivée des glaciers, il a néanmoins bien reculé latéralement sous l'action du gel, de telle sorte que la diminution de profondeur du Glen ne s'accompagne pas d'un rétrécissement, bien au contraire.

Au-delà, la vallée de la riv. Lussa supérieure, véritable « vallée des lacs » (1) se poursuit en s'adaptant à un ring-dyke de gabbro à quartz. Grâce à son état décomposé au Préglaciaire cette roche a fait les frais du surcreusement opéré par les glaciers, car trois lacs allongés qui s'accolent bout à bout jalonnent la bande de son affleurement. Mais le calibre de la vallée a moins d'ampleur que dans le granite et les versants sont plus irréguliers. Ce gabbro à quartz est très proche, par sa composition minéralogique et son grain grossier de celui qui a été décrit un peu plus haut, à propos de l'analyse de la vallée supérieure de la riv. Coladoir.

Si à la lumière du rapide examen que nous venons de faire du secteur du Loch Buie, nous cherchons à dégager les grandes lignes d'un classement morphologique des principales roches volcaniques, nous n'avons pas de peine à placer au sommet de l'échelle de résistance la dolérite, qu'elle appartienne à des cone-sheets ou d'autres types d'intrusion. Ensuite vient le gabbro ordinaire du B. Buie, mais son comportement étant variable d'un point à l'autre, il convient d'être assez réservé sur son cas. La place du basalte métamorphisé des écrans est honorable, si on la compare aux granites et même aux gabbros à quartz, roches qui indiscutablement occupent la base de la hiérarchie. Les gabbros à quartz semblent toutefois manifester un léger avantage sur les granites tertiaires.

Cette position déprimée des granites on la retrouve, mais à une échelle bien plus vaste, dans tout le Nord-Ouest du complexe intrusif de Mull. Nulle part dans l'île mieux que dans ce secteur, ne s'observe aussi clairement la mise en valeur des structures annulaires caractéristiques des « volcans écossais ». En effet, la caldeira du Loch Bà est non seulement moins compliquée que celle qui est située plus au Sud-Est (et dont l'emplacement a varié), mais elle a surtout l'avantage d'être plus tardive, donc d'offrir des affleurements plus continus *(fig. 148)*. Comme à Ardnamurchan, la caldeira la plus récente est en même temps celle qui se traduit le mieux dans le modelé.

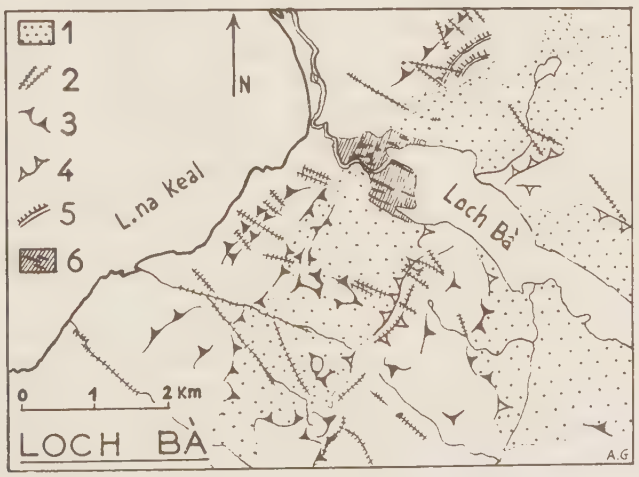


Fig. 148. — *Région du Loch Bà (Mull).*
1 : granophyre; 2 : creux de fracture et de faille (avec ou sans dyke); 3 : escarpement de basalte; 4 : escarpement de roche acide (felsite, etc.); 5 : talus de cone-sheet; 6 : cône de transition avec alignements de collines morainiques.

Le fait capital qui mérite d'être souligné tout de suite est l'étonnante adaptation du relief et de l'hydrographie aux limites de la seconde caldeira. A l'exception d'une étroite frange traversée au Nord-Est par le Glen Forsa inférieur, toute la caldeira se trouve englobée dans une enveloppe elliptique de montagnes et de fragments de plateaux que draine suivant un grand axe d'orientation SE-NW la large gouttière du Glen Cannel et du Loch Bà. Cette unité morphologique, qui ne peut être le fruit du hasard, s'explique par l'évidement des volumes de granites occupant tout le cœur du volcan. Si le granite central du Glen Cannel et des trois-quarts supérieurs du Loch Bà affecte la forme d'un vaste dôme, ainsi que l'on montré Bailey, Clough et leurs collaborateurs [29], il faut sans nul doute considérer le relief du secteur comme un puissant dôme intrusif évidé. Deux

(1) Nous pourrions la désigner par l'expression « vallée des lacs », car elle est occupée par quatre lochs successifs. Le terme de « Glen More » qui lui est appliqué est ambigu, puisqu'il désigne à la fois la haute vallée de la riv. Coladoir et la section moyenne de la riv. Lussa.

précisions sont cependant à apporter : 1) le creusement s'est effectué également aux dépens d'un large ring-dyke externe de granite dans la partie inférieure du Loch Bà; 2) la surface d'aplanissement ayant fourni le plan de démarrage semble être la surface intermédiaire qui recoupe le granite au B. na h Uamha et laisse des jalons échelonnés en une demi-ellipse de part et d'autre de l'axe de la vallée principale.

Depuis le sommet du B. More of Mull ou depuis une montagne plus rapprochée comme le B. a'Ghraig, on saisit très bien l'unité de cette grande gouttière du Glen Cannel et du Loch Bà. Il ne fait guère de doute que cette ample vallée aux versants évasés, masqués par un manteau de débris morainiques et d'éboulis de couleur rosâtre ou jaunâtre, a été excavée dès le Préglaciaire aux dépens des granites tertiaires, même si le creusement glaciaire dans le fond du Loch Bà, — les profondeurs maximales dépassent 30 mètres — n'est pas niable. Les glaciers n'ont probablement fait qu'exagérer les contrastes avec les hauteurs environnantes en déblayant surtout des altérites au sein d'un couloir déjà profondément creusé.

Le toit de l'intrusion subsiste de chaque côté de la vallée. Il est constitué de roches variées, parmi lesquelles des coulées de rhyolite étroitement associées à des masses de projections volcaniques semblent jouer le rôle morphologique essentiel avec quelques volumes de basalte. Doire Daraich, le versant qui borde le Loch Bà au Nord-Est, se trouve ainsi dominé par les escarpements de felsite et de rhyolite de Na Binneinean. Au pied des éboulis clairs, fait suite une longue pente douce et convexe taillée dans les granites jusqu'au lac. Il en résulte un profil assez particulier qui n'évoque que fort peu la bordure d'une auge, mais qui en revanche ressemble étonnamment aux formes observées vers Laggan ou au Loch Uisg. Parfois le profil est rectiligne ou même légèrement concave dans le granite, quand le recul des roches du toit sous l'action du gel au Quaternaire ou par tout autre processus préglaciaire a été prononcé (ex. : Leac an Leathaid). Ainsi des dissymétries peuvent naître d'un dégagement inégal des masses qui recouvrent l'intrusion granitique. Le Glen Clachaig, dans sa moitié inférieure, en offre un bon exemple. Sur le versant nord-ouest, les escarpements sculptés dans les felsites et les agglomérats volcaniques sont bordés par des talus d'éboulis de gravité qui conduisent directement à la rivière. Au contraire, du côté sud-est les quelques abrupts perchés très en arrière laissent se développer dans le granite des pentes régulières et plus accusées que recouvrent des accumulations morainiques. En longeant les moraines, la rivière s'est trouvée décalée par rapport à l'axe de la vallée. Plus en amont, au-delà d'un rétrécissement correspondant à la traversée du faisceau de cone-sheets basiques tardifs et de l'anneau de felsite de la seconde caldeira, le Glen Clachaig s'arrête brusquement dans des granites bordés d'un ring-dyke de gabbro à quartz. Il y a là une parfaite adaptation aux limites de la caldeira, puisqu'immédiatement au Sud, commencent les escarpements du Creag Mhic Fhionnlaidh qui recoupent le plateau de basalte situé au pied du B. More.

Sans être aussi étroit, l'ajustement du Glen Cannel lui-même aux conditions structurales n'en est pas moins frappant. Cette large vallée à fond plat remblayé et aux versants à peu près symétriques, pénètre loin à l'intérieur de la montagne en s'adaptant aux limites des affleurements d'un granite qu'elle a évidemment contribué à dégager. A l'amont, le Glen se termine brutalement en cul-de-sac, à l'endroit où précisément cesse le granite central de la seconde caldeira. Le Coire Mor, profond cirque qui sert de tête de vallée quoiqu'installé en partie dans les granites, mord sur l'anneau des cone-sheets basiques tardifs. Mais aucune des vallées qui se rejoignent pour former le Glen Cannel ne dépasse beaucoup cette muraille constituée d'une étroite imbrication de feuilles intrusives de dolérite, de gabbro et de felsite, avec écrans de granite, de diorite, d'agglomérats, etc. Or les interfluves élevés qui ferment le bassin du Glen Cannel au Sud sont des vestiges parfaitement conservés de la surface intermédiaire (v. p. 440), restes d'un plateau découpé en lanières par le profond creusement qui a évidé le granite. La surface écossaise, bien représentée à partir du Loch Bà, jalonne une étape dans la mise en valeur. En dépit des signes abondants laissés par la glaciation, on ne peut pas attribuer aux glaciers plus qu'un simple façonnement d'une vallée déjà profondément creusée par la puissante reprise d'érosion préglaciaire. Aucune des vallées affluentes du Glen Cannel n'est suspendue. Ce raccord de plain-pied, la présence de longs versants assez évasés dans le granite, montrent que l'essentiel des formes était acquis avant l'arrivée des glaciers. On ne peut pas, en effet, imaginer que l'érosion postglaciaire soit suffisante pour avoir effacé les traits laissés par la glace. Le seul processus actuel efficace est un ravinement élémentaire d'origine anthropique qui crée des plaies ouvertes sur les éboulis couverts de granite, en raison de la présence de débris fins issus de la décomposition. Il est en tous points semblable à celui des Red Hills de Skye et ne dépasse pas les dimensions d'un phénomène superficiel de remaniement des versants.

Si l'analyse du cœur de la seconde caldeira est déjà très révélatrice de l'importance de l'érosion différentielle effectuée aux dépens du granite, l'étude de la bordure nord-ouest apporte un témoignage des formes encore plus éclatant. De l'extérieur vers l'intérieur se rencontrent : 1) les coulées de laves de la bordure du Loch na Keal; 2) deux ring-dykes de granite séparés par un étroit écran de basalte que traversent des cone-sheets basiques (le plus large des deux, celui du B. a'Ghraig, est encore surmonté par des vestiges du toit basaltique prolongeant l'écran); 3) un anneau de felsite bordé par une faille circulaire. Les relations morphologiques entre les différentes roches sont des plus claires.

Les granites, comme à l'ordinaire, s'accompagnent d'une topographie déprimée non seulement par rapport à l'anneau de felsite, mais même comparativement aux basaltes indurés par la mise en place de l'intrusion.

Sur les versants, ils se traduisent par des pentes relativement modérées au pied des chicots sombres de laves, sur les sommets par des ensellements marqués d'allure ample et douce en contrebas des fragments de tables basaltiques aux rebord escarpés. Chaque fois que le toit de laves disparaît, un col arrondi plus clair trahit la présence des granites. Cette correspondance précise entre la géologie et les formes, nous la trouvons en maints endroits. Parmi les exemples les plus probants, retenons d'abord celui du B. a' Ghraig, au Sud-Ouest du Loch Bà *(fig. 148)*. En montant sur le versant nord-ouest, on constate que le mince écran de basalte du B. Bheag qui sépare les deux ring-dykes de granite, apparaît dans le modelé sous la forme d'une longue et étroite échine rugueuse dominant localement un granite affaibli (malgré son grain fin de faciès marginal) par de multiples fissures qui en font une proie facile pour le ravinement de contact. Plus haut, l'écran de laves se raccorde avec le toit qui couvre encore partiellement le sommet de la montagne. Deux bourrelets sombres de basalte dont les bords escarpés se font face, encadrent un large ensellement clair, dépourvu de corniches, qui a été exploité dans granites mis à nu *(photo 51)*. Ce dispositif extrêmement schématique n'est pas particulier au B. a'Ghraig. On le retrouve sur plusieurs sommets voisins hérités probablement de la même surface d'aplanissement élevée et notamment au B. nan Gabhar et surtout au B. Fhada, où il apparaît très clairement du côté sud avec un prolongement presque symétrique du plafond de l'intrusion à chaque extrémité. Au Nord-Est du Loch Bà, sur le B. na-h-Uamha, la disposition est analogue, mais le dégagement du toit de laves est plus poussé, car l'ensemble a été recoupé par un aplanissement plus récent : la surface intermédiaire, visible à proximité immédiate, mais défoncée dans les granites. Dans tous les cas, il est clair que le granite terțiaire ne s'est maintenu en position élevée que protégé par une carapace de laves indurées, dont le décapage partiel doit être assez tardif. Ce type morphologique ressemble donc beaucoup à celui de Laggan ou du Loch Uisg, mais il est plus évolué car situé à altitude plus forte dans une région montagneuse. Pour éclairer le problème qui se pose en des termes assez voisins dans les différentes montagnes de bordure nord-ouest de la caldeira, il convient d'examiner de près les granites et les laves qui sont en contact.

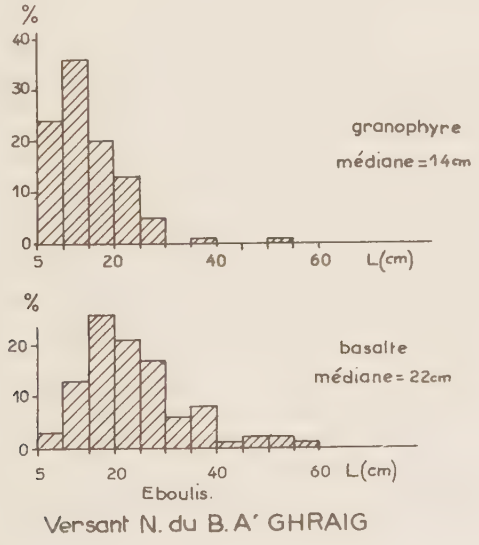


Fig. 149. — *Histogramme des longueurs des cailloux formant les éboulis sur le versant nord du Beinn a' Ghraigh (Mull).*

Le granite est en général assez massif, un peu moins fissuré que le basalte voisin. Mais les comptages de densités de diaclases se révèlent sans grand intérêt, car les valeurs sont beaucoup trop dispersées autour de la médiane. Des zones de roche massive peuvent voisiner avec des volumes divisés à l'extrême, au point que localement le granite peut être bien plus diaclasé que les basaltes. Ainsi sur le versant nord du B. a' Ghraig, une mesure des cailloux supérieurs à 5 cm contenus dans les éboulis des deux roches voisines montre que le basalte l'emporte nettement sur le granite pour la taille de ses fragments, sinon pour leur classement *(fig. 149)*. Ce résultat tout à fait surprenant, ne doit pas être considéré comme ayant une portée générale, car il est en désaccord avec ceux qu'on peut obtenir à partir des comptages de diaclases sur la roche en place : médiane de 6,5 au mètre pour le granite du B. a' Ghraig, 7,5 pour le basalte. Il a néanmoins le mérite d'attirer notre attention sur deux points : 1) le granite, probablement sous l'effet d'efforts tectoniques, est affaibli par endroits, fragmenté par un dense réseau de fissures qui le rendent très vulnérable à la gélivation donc apte à la production d'éboulis fins; 2) l'altération a pu contribuer à l'amenuisement des débris des éboulis, si l'on en juge par la forme irrégulière et rarement tout à fait anguleuse des fragments. D'ordinaire, les diaclases verticales ou subverticales

dominent dans le granite et délimitent ainsi sur les surfaces rocheuses des « tranches » accolés à bords arrondis. Mais parfois des systèmes de fissures orthogonales isolent des cubes ou des parallélépipèdes à arêtes émoussées. Enfin, au voisinage du plafond de l'intrusion, les plans subhorizontaux l'emportent nettement, en donnant naissance à des empilements de plaques ou de dalles, dont la résistance d'ensemble apparait supérieure à celle des autres volumes rocheux granitiques qui affleurent. Toujours est-il que les réseaux de diaclases, quelque soit leur ordonnance géométrique, sont presque toujours exploités par l'altération chimique postglaciaire travaillant à partir des roches polies par la glace. Ce début de décomposition qui peut s'accompagner d'une production d'arène grossière et de graviers trahit une assez grande sensibilité aux processus d'érosion chimique. Effectivement, il est très difficile de se procurer un échantillon sain de granite : la roche est presque toujours altérée en surface et prend une teinte saumon caractéristique. Quant aux débris, ils ont fréquemment des contours irréguliers sans angle vif.

Pourtant ce granite ne semble pas spécialement défavorisé par ses caractères pétrographiques, surtout si on le compare aux autres granites tertiaires des Hébrides Internes. Comme eux, il bénéficie d'une texture granophyrique avec quartz et felspath alcalins associés. En outre, la composition minéralogique, où dominent les plagioclases les moins basiques (oligoclase ou albite), les feldspaths potassiques et les quartz, semble plutôt favorable à une bonne résistance à l'altération. La seule différence essentielle avec les granophyres de Skye et de Rhum qui eux sont plutôt en saillie ou nivelés, réside dans la présence d'augite. Ce pyroxène qui remplace la hornblende des autres granites tertiaires et fait parfois augmenter un peu la teneur en chaux dans les analyses chimiques (1) est-il suffisant par lui-même pour expliquer l'affaiblissement de la roche ? C'est peu probable. Il n'en reste pas moins vrai que les granophyres d'Ardnamurchan qui occupent une position topographique très déprimée (v. p. 432) sont eux aussi des granites à augite et ont un pourcentage de Ca O particulièrement élevé. Sans doute convient-il de ne pas attacher trop d'importance à la macro-fissuration de la roche qui — nous l'avons vu un peu plus haut — peut atteindre par endroits des valeurs fort élevées, car la felsite voisine, pourtant beaucoup plus diaclasée, reste néanmoins en saillie (v. p. 478).

Bien différents sont les basaltes qui affleurent au voisinage du granophyre sur le B. a' Ghraig. Roche résistante à cassure nette de couleur sombre, elle a été fortement indurée par le thermométamorphisme de l'intrusion et apparaît actuellement peu altérée et peu poreuse. Les nombreux fragments issus d'un découpage poussé par des diaclases assez rapprochées sont généralement sains et gardent leur forme anguleuse à arêtes vives. Comme les fissures verticales ou subverticales dominent, les escarpements ne sont pas rares. Mais l'allure déchiquetée et irrégulière des parois témoigne de la sensibilité de ces basaltes à l'action du gel. En dépit d'un recul latéral assez important au Quaternaire froid, les chapeaux de laves ont réussi à conserver leur position dominante et les épisodes glaciaires et périglaciaires n'ont pas pu inverser les relations morphologiques avec le granite car ils étaient bien trop brefs. Il est vrai que les basaltes ont bénéficié de l'armature que leur fournissaient les cone-sheets basiques tardifs, contrairement au granite des ring-dykes qui s'est mis en place postérieurement. La dolérite de ces feuilles est, en effet, plus massive que les basaltes et a moins souffert du gel tardiglaciaire qu'eux. Ces cone-sheets basiques ont certainement contribué largement à donner à la caldeira une expression morphologique nette du côté sud-ouest, car leur dense faisceau coïncide avec un bel alignement de montagnes dissymétriques tournées vers l'extérieur (Cruachan Dearg, Corra-bheinn etc.). Tant par leur composition (sans olivine, mais souvent avec du quartz) que par leur résistance capable de créer des saillies dans le modelé, ces feuilles inclinées rappellent beaucoup celles d'Ardnamurchan.

(1) Voici d'après la publication du Geological Survey [161] la composition chimique de deux granites tertiaires du Loch Bà, comparée à celle de la roche felsitique qui affleure au voisinage sous la forme d'un bourrelet :

	Ring-dyke externe de granophyre, B. Bheag.	Ring-dyke interne de granophyre, Ben More Lodge.	Anneau de felsite tardif, NE du B. a' Ghràig.
SiO_2	73,3	73,1	72,7
Al_2O_3	12,2	12,4	12
Fe_2O_3	2,8	2,1	2
Fe O	2,2	1,65	2
Mg O	0,1	0,1	0,1
Ca O	1,65	0,9	1,2
Na_2 O	3,9	3,9	3,3
K_2 O	2,3	4,7	5,3
H_2 O > 105°C	0,35	0,2	0,5
H_2 O < 105°C	0,35	0,25	0,2
TiO_2	0,5	0,4	0,3
P_2O_5	0,1	0,1	0,05
Mn O	0,1	0,2	0,2

Si l'on veut obtenir confirmation de la supériorité des basaltes sur le granite il suffit d'examiner la partie inférieure du Glen Forsa *(fig. 150)*. Nous avons là, en effet un modelé d'érosion différentielle qui a été fort bien mis à profit par un méandre encaissé de la rivière préglaciaire. Le prolongement du gros ring-dyke de granophyre du B. a' Ghraig se termine sur le côté est de la vallée par un creux en arc de cercle découpant le plateau basaltique du Maol Buidhe. L'escarpement arqué d'An Carnais qui épouse le contact avec les laves n'est autre que l'ancienne rive concave d'un méandre abandonné par la rivière. Celle-ci a préféré suivre le passage direct de diffluence glaciaire recoupant l'éperon convexe qui s'était installé sur un curieux affleurement circulaire de basalte épargné par la montée du granite. Du pédoncule ancien, il subsiste la croupe dissymétrique de basalte de Ceann an Tùir. En bref, *c'est le granite qui a fait les frais du creusement préglaciaire, le basalte de l'érosion glaciaire.*

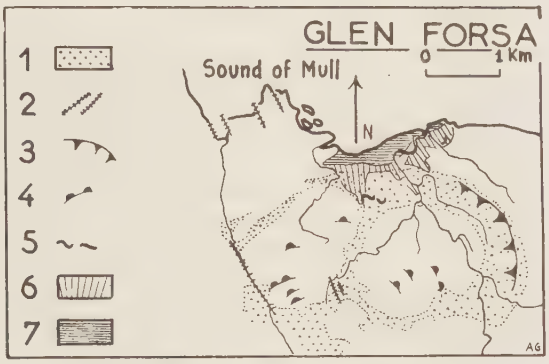


Fig. 150. — *La région du Glen Forsa (Mull).*
1 : granophyre; 2 : creux de fracture (suivie ou non par un dyke); 3 : rive concave d'An Carnais; 4 : abrupt monoclinal de cone-sheet; 5 : eskers; 6 : cône de transition; 7 : plage soulevée.

Reste à analyser maintenant la traduction morphologique de l'anneau de felsite de la seconde caldeira et de la faille circulaire qui le borde. Ce ring-dyke acide est très continu malgré son étroitesse, car il a été mis en place tardivement (v. p. 99). Mais dans le modelé, il est loin de soutenir la comparaison avec l'anneau de grande eucrite d'Ardnamurchan. Il ne joue en effet un rôle vraiment déterminant que du côté nord-ouest, de part et d'autre du Loch Bà et accessoirement en bordure du Glen Forsa inférieur. Ailleurs, la faille circulaire a plus d'importance que le ring-dyke lui-même; au Loch Bà l'anneau intrusif s'individualise nettement dans les deux vastes affleurements de granite du Glen Cannel au centre et du B. a' Ghraig à la périphérie. Il détermine un rétrécissement marqué du lac, avec au Sud-Ouest un véritable éperon tronqué, le Coille na Sròine, qui s'incline vers l'axe de la vallée. En face, il provoque l'arrêt brusque du Sròn nam Boc sous forme d'escarpements bordés d'éboulis qui dominent un vallon creusé dans le gabbro et le granophyre. Vers le Nord-Est, au-delà des plateaux d'érosion du B. na-h Uamha qui ne laissent guère à la lithologie la possibilité de s'exprimer dans le paysage, on le retrouve à la longue croupe du B. nan Lus qui arrive jusqu'au Glen Forsa, en resserrant la vallée à cet endroit. Mais, plus loin, sur le versant est du Glen, le ring-dyke perd à peu près toute importance morphologique et laisse à la faille qui l'accompagne le soin d'introduire sur le versant une légère rupture de pente. Vers le Sud-Ouest, son dédoublement sur le flanc oriental du B. Fhada se manifeste encore dans le relief par un petit bourrelet divisé en deux branches, mais au-delà de cette latitude seule la faille circulaire intervient ça et là dans les formes.

Si l'échine de felsite est fréquement dissymétrique, sa dissymétrie peut changer de sens suivant les lieux. Ainsi de part et d'autre du Loch Bà, le flanc le plus raide est tourné vers l'extérieur de la caldeira, car le ring-dyke de ce côté est en contact direct avec les granophyres déprimés. Vers l'intérieur, la felsite dominée par des volumes de rhyolite, de basalte et d'agglomérats ne peut s'individualiser que faiblement par un ensellement médiocre épousant le tracé de la faille. Au contraire, au Sud d'An Cruachan, c'est cette même faille annulaire qui commande la dissymétrie, en donnant au bord interne le profil le plus escarpé.

C'est probablement au Sud-Ouest du Loch Bà, à l'Est du B. a' Ghraig que l'anneau de felsite apparaît le mieux dans le relief. Au sommet de l'interfluve, il forme un gros bourrelet dominant la topographie irrégulière du granite d'une dizaine de mètres seulement. Si l'écart topographique est réduit, le contact est net, car il est souligné par des parois dont la valeur est couramment comprise entre 60 et 70°. Mais progressivement, sur le versant conduisant au lac, l'échine du ring-dyke ne cesse de prendre de l'importance et finit par former une large croupe convexe aux flancs lourds *(photo 52)*. Au moins dans les parties les plus élevées dégagées plus tôt par les glaciers et plus exposées, la felsite a beaucoup souffert de la gélivation, de telle sorte que le raidissement

des pentes y est quasi général. Les restes de roches polies sont rares, car la gélifraction a continué au Tardiglaciaire et même au Postglaciaire pour les altitudes les plus fortes. L'intense division par le gel a alimenté des talus très continus d'éboulis fins qui recouvrent la bordure du granite et sont parfois repris par le ravinement actuel. En effet, la roche est fragmentée par de très nombreuses fissures — la médiane de la densité doit dépasser 50 au mètre — qui s'entrecroisent en tous sens. A côté de ces multiples petites fentes, existent quelques diaclases principales qui déterminent les irrégularités et les creux des parois rocheuses. A ce réseau s'ajoutent encore quelques dykes tardifs de basalte à direction transversale, qui recoupent l'échine par des splendides tranchées rectilignes d'un mètre ou plus de profondeur. Le basalte est pourtant moins fissuré que la felsite, mais il est plus altérable et apparaît souvent décomposé. Malgré sa sensibilité plus grande au gel, la felsite garde donc sa position dominante, non seulement par rapport aux dykes de basalte mais surtout par rapport au grand creux évasé de granophyre qui la borde. Plus encore que les toits de laves dont il a été question plus haut, le bourrelet de felsite apporte une démonstration éclatante du rôle capital des systèmes morphogénétiques préglaciaires dans le modelé actuel. Le dispositif morphologique visible maintenant n'est explicable en effet que par l'érosion différentielle ayant régné avant le Quaternaire froid. Pour spectaculaires qu'ils soient, les effets de la glaciation et du gel ne concernent que les détails : ce sont de simples retouches qui ont laissé subsister l'essentiel des formes antérieures. Dans l'ambiance d'un climat suffisamment humide et tiède, où prédominaient par conséquent les actions chimiques, la felsite se trouvait avantagée comparativement au granite voisin. Non que sa composition minéralogique soit très différente; les profondes analogies que soulignent les analyses chimiques du tableau de la page 476 montrent que les deux roches sont assez voisines. Mais la felsite a une texture très fine qui fait défaut au granite : une pâte fluidale quartzo-feldspathique sert d'armature résistante et enveloppe quelques petits phénocristaux de feldspaths et d'augite. Bailey et Clough font d'ailleurs une intéressante remarque concernant le rôle de la texture [29]. Ces auteurs notent que l'anneau intrusif s'accompagnent surtout d'escarpements dans les secteurs où la roche se rapproche le plus des rhyolites, donc quand elle acquiert une texture microlitique et vitreuse. Au contraire, l'apparition d'un faciès réellement felsitique avec microcristaux et microlites se traduit par une atténuation ou même par un effacement complet du bourrelet.

Si l'on essaye de dresser un bilan des diverses observations de morphologie structurale que l'étude du centre intrusif de Mull nous a mené à faire, on peut dégager assez aisément les grands traits *d'une échelle de résistance relative des principales roches volcaniques de la région.* Le sommet de la hiérarchie est occupé de manière indiscutable par les feuilles intrusives de dolérite assez anciennes qui se rattachent presque toutes aux cone-sheets basiques précoces de la première caldeira. Le rôle morphologique de ces dolérites à olivine, roches massives à cassure fraîche, est fondamental dans toute la partie est et nord-est du complexe intrusif. En second lieu, arrivent les masses de rhyolite qui sont toujours en saillie, mais qui n'occupent que des affleurements trop réduits au cœur de la seconde caldeira pour influencer grandement le modelé du centre de Mull. Puis viennent les cone-sheets basiques tardifs, moins résistants que les premiers certes, mais néanmoins assez solides pour former l'armature de plusieurs alignements de hauteurs. La roche est ici aussi une dolérite, mais dépourvue d'olivine et comprenant parfois un peu de quartz. Les basaltes métamorphisés et indurés par la montée des masses granitiques sous-jacentes occupent une position assez bonne aux environs du Loch Uisg et surtout à l'intérieur de la seconde caldeira. En deux endroits, ils apparaissent même mieux placés que l'anneau de felsite : au Sud-Ouest du Loch Bà et à la terminaison orientale du B. Fhada. Quant à la felsite, elles ne se contente pas de former des portions de couronne en saillie appartenant à la deuxième caldeira, mais elle participe largement à la constitution de montagnes sur la bordure nord-est du complexe (ex. : B. Mheadhon). Le gabbro pour sa part a une place assez variable dans le modelé. Ce comportement d'apparence fantaisiste doit pouvoir s'expliquer par des différences de texture ou de grain et également, ainsi que nous l'avions observé au B. Buie, par des variations dans l'importance de l'armature des cone-sheets de dolérites basiques. En tout cas, le gabbro à quartz, roche hétérogène présente dans une série de ring-dykes, n'a qu'une place inférieure dans l'échelle de résistance, car il n'a guère l'occasion de se manifester par des volumes en saillie, sauf peut être localement et dans le détail en bordure d'affleurements de granite granophyrique. Ce dernier occupe, en effet, une position presque toujours déprimée, même parfois au voisinage d'empilements de coulées basaltiques qui n'ont subi qu'une simple pneumatolyse sans thermométamorphisme (ex. : au Creag Mhic Fhionnlaidh).

De ce classement qui n'a, bien sûr, qu'une valeur indicative, se dégagent deux conclusions : 1) la hiérarchie de résistance ne correspond en rien à la hiérarchie de gélivité des roches. On peut même dire que paradoxalement les catégories pétrographiques les plus gélives seraient plutôt dans la moitié supérieure de l'échelle. Il est donc clair que le modelé actuel a hérité ses traits majeurs d'une période antérieure au Quaternaire froid; 2) dans le classement que nous avons établi, se succèdent des roches très diverses du point de vue de la composition minéralogique et chimique. Inversement des roches de composition très voisine comme les rhyolites, les felsites et les granites occupent des places tout à fait différentes. Dans un matériel pétrographique aussi varié que celui du complexe intrusif de Mull, la texture, l'homogénéité, le grain semblent donc être des facteurs capitaux commandant la sensibilité à l'érosion différentielle chimique.

PHOTO 51. — *L'éperon nord-ouest du B. a' Ghraig (Mull).*
Contraste entre l'ensellement doux de granite tertiaire et le bourrelet sombre de basalte métamorphisé en arrière.

PHOTO 52. — *Le grand bourrelet de felsite dominant le granite tertiaire à l'Est du B. a' Ghraig (Mull).*
Le contraste entre les deux roches est maximal à mi-versant. Vue vers l'Est. Au second plan, le Loch Bà.

Jusqu'ici nous avons surtout considéré la réaction propre de chaque groupe pétrographique à l'érosion en analysant sa traduction dans les formes. Mais il est nécessaire de voir également si l'organisation d'ensemble du relief n'obéit pas elle-même aux influences structurales, en dépit de l'extension prise par les aplanissements tertiaires.

Un examen général du centre de Mull montre que les deux principaux alignements montagneux orientés SE-NW sont calqués sur des affleurements de roches résistantes. Le premier se suit au Nord-Est depuis le Sgùrr Dearg jusqu'au B. Chreagach Mhùr, sur un faisceau très dense de cone-sheets basiques anciens et des masses de felsite. Le second jalonne des affleurements plus variés, du B. Buie au Cruachan Dearg, mais il s'appuie essentiellement, sur les cone-sheets basiques tardifs, d'autres feuilles intrusives de dolérite et une partie du semi-laccolite de gabbro. Ces deux chaînes ont échappé au nivellement par la surface intermédiaire, mais semblent porter les traces d'un aplanissement plus ancien, dont les vestiges actuels sont tout à fait perchés. Les autres interfluves sont moins importants et témoignent d'un recoupement très net par la surface intermédiaire qui a pénétré jusqu'au cœur du complexe intrusif avant d'avoir été déformée en dôme (v. p. 441). Ainsi toute une bande centrale allant de Salen au Loch Spelve n'est qu'un chapelet de fragments de plateaux d'érosion. Un tel dispositif commandé par l'allure elliptique des affleurements, donc par la forme des caldeiras et par leur déplacement suivant un axe SE-NW, n'a guère favorisé un drainage rayonnant, mais plutôt une installation de bassins hydrographiques transversaux, plus ou moins bien adaptés à la structure. Effectivement deux des principales artères restent dirigées vers le Nord-Ouest. La gouttière Glen Cannel-Loch Bà profite des larges volumes de granophyre défoncés par érosion différentielle pour traverser toute la deuxième caldeira suivant son grand axe et contribuer ainsi à l'évidement du dôme granitique central. Quant au Glen Forsa, il montre par son tracé en S étiré, une grossière adaptation au contact entre les intrusions bordières du côté nord-est des deux caldeiras et les basaltes encaissants du pourtour. Les quelques exemples de désadaptation locale le long de la vallée peuvent s'expliquer par un simple encaissement sur place. Si l'on rattache au Glen Forsa la partie de la vallée de la Lussa River située en amont du coude de Torness, la « vallée des lacs », creusée dans des ring-dykes de granophyre et de gabbro à quartz, l'adaptation à la structure apparaît encore mieux. Or cette vallée (qui correspond à la portion est du « Glen More » dans la toponymie) est presque certainement l'ancienne tête du Glen Forsa. Plusieurs arguments sont nettement en faveur de l'hypothèse d'une capture : 1) Le coude extrêmement marqué de la rivière Lussa (à 70°) qui quitte brusquement un tracé arqué pour prendre une direction radiale, en contournant un éperon rocheux recouvert de moraines. 2) Dans le prolongement de la partie amont, et à l'endroit du coude s'ouvre une large auge régulière à fond plat, dont le gabarit est précisément le même que celui du Glen More oriental. 3) La ligne actuelle de partage des eaux ne s'accompagne ni d'une surélévation topographique sensible dans la vallée, ni d'un rétrécissement appréciable (même si l'on tient compte de la petite butte oblongue de diffluence placée au pied du versant ouest). 4) Le coude de Torness coïncide avec un raidissement du profil longitudinal de la riv. Lussa. Si la convergence de ces faits ne laisse guère de doute sur l'existence de la capture, elle ne nous renseigne pas de manière décisive sur la nature et la date de l'évènement. On peut cependant exclure tout de suite l'hypothèse d'une capture postglaciaire de barrage morainique, car les quelques petits monticules situés sur le seuil de partage des eaux sont bien incapables d'avoir joué un rôle quelconque dans les modifications du drainage. Si l'on en juge par l'absence de toute discontinuité dans le manteau morainique à l'endroit du coude et par la présence de moraines jusqu'en bas de la vallée, à proximité immédiate du lit (à l'exception bien entendu de la petite entaille postglaciaire), on doit considérer comme très plausible l'hypothèse d'une capture ancienne, sans doute préglaciaire. La rivière Lussa a un cours inférieur WNW-ESE bien adapté à une grande ligne de faille radiale : dans la section moyenne de moindre creusement glaciaire, comprise entre deux ombilics remblayés, on peut même constater que le cours d'eau, tout le long d'une gorge rectiligne à parois étonnamment bien calibrées, épouse très exactement le tracé de l'accident tectonique.

Il est donc logique de penser que la rivière a tiré bénéfice de cette bonne adaptation pour son creusement, sans qu'il soit besoin de faire appel à la déformation tardive en dôme pour expliquer la réorganisation du drainage. Or nous avons vu, à propos de l'étude des plateaux périphériques du Sud-Est de Mull, que les cours d'eau à tracé radial n'avaient dû prendre l'avantage sur la grande vallée courbe du Loch Spelve qu'assez tardivement, mais néanmoins avant la glaciation (p. 461). La capture de Torness ne fait que concrétiser un avantage du même genre plus en amont. On ne manquera pas de remarquer que dans les deux cas, le surcreusement glaciaire s'est surtout opéré dans les vallées arquées à dessin concentrique.

S'il est légitime de penser que de longs cours d'eau au tracé arqué ont pu être victimes des conquêtes d'organismes plus courts avantagés par leur adaptation à des accidents radiaux, en revanche il n'y a aucune raison sérieuse d'envisager une ancienne unité du Glen More. Le seuil de partage entre les eaux de la haute vallée de la riv. Coladoir et celles de la « vallée des lacs » n'a rien d'un ancien talweg abandonné. C'est un simple col de diffluence classique en forme de selle, utilisé et façonné par les glaciers. Sa localisation sur une série de ring-dykes peu résistants (granite et gabbro à quartz) ne doit pas faire illusion, car il recoupe une des deux lignes fondamentales d'interfluves de l'île. On ne voit d'ailleurs pas très bien quelle vallée aurait pu emprunter autrefois ce passage.

c. Le Quaternaire

Le Quaternaire froid.

Tout au long de l'étude morpho-structurale des régions, il a été suffisamment question des modifications apportées dans le modelé par l'époque quaternaire, et plus particulièrement quaternaire froide, pour qu'il ne soit pas nécessaire de revenir sur la question qui nous semble être une des plus fondamentales : l'importance du cadre préglaciaire dans les paysages actuels. A maintes reprises, nous avons noté qu'à Mull, comme dans la plupart des autres secteurs du Nord-Ouest écossais, les traits majeurs du relief influencés plus ou moins étroitement par la structure, étaient fixés avant l'arrivée des glaciers. Certes la glace a laissé un peu partout son empreinte dans les formes, mais elle a respecté sinon l'intégralité, du moins l'essentiel du modelé antérieur.

Ainsi qu'on pouvait le prévoir, les retouches opérées par les glaciers sont très inégales suivant les lieux et se concentrent naturellement le long des principales vallées. Si l'on veut comprendre la localisation et les caractères de ces transformations, il faut renoncer à considérer Mull isolément, comme une île. L'existence de stries divergentes sur les hautes montagnes — au B. More par exemple, qui a pu constituer un nunatak — l'absence de drift d'origine étrangère dans tout l'ensemble montagneux du centre (« Mull Sanctuary ») sont des faits acquis [Mem. Geol. Survey, 29, J. K. Charlesworth, 90, etc.] qui incitent évidemment à penser que Mull a connu un puissant englacement local. Ce serait toutefois une erreur de croire qu'il en est résulté un simple dispositif de glaciers rayonnant à partir des montagnes en utilisant les vallées ou portions de vallées radiales. Comme à Skye, cet écoulement vers la périphérie, tributaire de la topographie, n'a pu se réaliser pleinement et même correctement qu'avec la libération par la glace étrangère des régions basses environnantes, donc seulement à partir du stade tardif qu'il est convenu d'appeler « Moraine glaciation ». Auparavant, la glace venue du Mainland, et spécialement le puissant flux empruntant le Loch Linnhe et le Firth of Lorne ne cessait d'exercer une pression insistante sur les glaciers autonomes de Mull, de telle sorte que la dynamique glaciaire sérieusement modifiée prenait un aspect fort différent à l'Est et à l'Ouest des montagnes.

Dans toute la partie orientale de Mull, la glace du Mainland cheminant vers l'Ouest ou le Sud-Ouest et la glace locale se déplaçant au contraire vers la bordure des montagnes rentraient en conflit. Ces actions antagonistes ont eu pour résultat de faire des surcreusements opérés par les glaciers, des phénomènes marginaux mettant systématiquement en valeur les traits de la structure (failles et plis) à dessin arqué et concentrique, aux dépens des accidents de type radial. Le Loch Spelve est certainement le meilleur exemple avec son tracé courbe épousant le prolongement de la grande zone de broyage de la faille du Glen More. Mais les profondeurs ne dépassent guère 30 à 40 m. Pendant les derniers stades de la glaciation, la présence de cette ample cuvette incurvée, non loin du contact avec le front montagneux, favorisera la formation d'un glacier de type alaskien, ce qui aura pour effet de redonner l'avantage à certains axes radiaux : le débouché du Loch Spelve notamment. Mais au total, le modelé ne sera guère modifié.

Par contre, à l'Ouest de la région montagneuse, les glaciers de Mull et les glaciers étrangers additionnaient leurs effets. Il y avait moins d'obstacles à une bonne exploitation des vallées radiales (ex. : le Loch Bà) et à une large utilisation des grandes gouttières que représentent le Loch na Keal et le Loch Scridain. Toutefois par leur accumulation même, les deux flux de glace pouvaient se gêner mutuellement. Ainsi le glacier venu de l'Est par le Sound of Mull contournait la région montagneuse en empruntant par transfluence la tête de vallée du Loch na Keal, c'est-à-dire l'isthme actuel de Salen où abondent les traces glaciaires dans le détail de la topographie dès bosses rocheuses. Dans le Loch na Keal, les deux courants glaciaires — la glace du Mainland, la glace locale débouchant principalement du Loch Bà — devaient cheminer côte à côte, de part et d'autre de l'emplacement de l'île Eorsa, en remplissant la vallée. La branche méridionale, en effet, a laissé des marques d'usure par l'eau tourbillonnaire des torrents sous-glaciaires ou paraglaciaires jusqu'à 300 m d'altitude d'après le Mémoire du Geological Survey [29]. En bordure du rivage, vers Scarisdale Point, ces traces se présentent sous la forme de puissants « coups de gouge » profonds de plusieurs dizaines de centimètres, recoupant à l'emporte-pièce les bancs de basalte. Les bords arrondis et usés sont fortement dissymétriques, le fond souvent troué par des marmites elliptiques. Plus à l'Ouest, le glacier du Sud du Loch na Keal, resserré entre Eorsa et Ardmeanach a taillé le bel éperon tronqué de Creag Mhòr qui ressemble à s'y méprendre à une falaise marine (v. p. 454). La branche nord était plus affaiblie par les diffluences, en particulier par le débordement de la glace vers le Loch Tuath. Les alternances de couloirs de diffluence et de buttes rocheuses allongées qu'on rencontre à Laggan Bay ou sur la bordure nord-est du Loch na Keal, la topographie très caractéristique du Sound of Ulva, faite d'une série de chenaux parallèles à fond plat et à parois raides, laissent peu de doutes sur l'ampleur d'un mouvement orienté vers le Nord-Ouest; sinon au cours du maximum glaciaire, du moins pendant les périodes où les glaciers de vallée étaient les mieux nourris.

Ce n'est qu'après le départ de la glace étrangère que le centre autonome de glaciation installé sur les montagnes de Mull a pu s'épanouir pleinement en alimentant une série d'organismes divergents le long des principales vallées (« Moraine glaciation » de Charlesworth [90]).

Il faut bien admettre que ces glaciers, avant de se réfugier dans les cirques, se sont maintenus tardivement dans la partie inférieure des vallées puisque, comme sur la côte ouest du Mainland, la plage soulevée supérieure manque généralement au fond des bras de mer où débouchent les glens les plus importants issus de la montagne. Sur le pourtour de la zone montagneuse de Mull, on ne la rencontre qu'au fond du Loch na Keal, à l'écart précisément du débouché de la vallée du Loch Bà, et à proximité du Loch Don où elle a été reprise du reste en partie par une réavancée des glaciers (v. p. 482). Ni la tête du Loch Buie, où la mer du rivage intermédiaire, favorisée par l'exposition au Sud-Ouest et le fetch dans cette direction, a pourtant laissé la magnifique plateforme de Cameron, ni la terminaison du Loch Scridain où subsiste le reste de plage intermédiaire de Rossal, ne gardent de vestiges du littoral tardiglaciaire supérieur, car ils étaient encore occupés par la glace à cette époque. Quant au Loch Spelve, où les splendides alignements de plates-formes et de grottes perchées des rivages morts sont si visibles dans le basalte, il n'a même pas de témoins du littoral soulevé intermédiaire. Ces derniers, exclus du bras de mer, n'apparaissent qu'à partir du débouché à Rudha na Faoilinn, où grâce à la banquette postglaciaire qui est au pied, ils déterminent une belle topographie en escalier.

C'est aux environs du Loch Don qu'on saisit le mieux les relations chronologiques entre les accumulations morainiques des glaciers locaux et les plages soulevées tardiglaciaires. Un glacier de piémont, formé sur les plateaux de la bordure orientale de Mull et s'étendant du Loch Spelve au Loch Don a laissé, entre Duart Bay et l'embouchure du Loch Don une guirlande de collines longue de plusieurs kilomètres *(fig. 144)*. La topographie montueuse des buttes raides surmontées d'erratiques est bien visible entre Lochdonhead et Gorten et plus spécialement à Barr nam Muc, colline dont le profil pointu contraste avec l'allure plate des plages anciennes au voisinage. La localisation de ce chapelet de buttes ne s'est pas faite au hasard : au moins dans la partie sud, les accumulations se sont accrochées au soubassement rocheux que forme la longue échine d'un cone-sheet acide traversant le basalte. A première vue, le matériel apparaît typiquement morainique avec son hétérométrie poussée et ses pierres disposées dans tous les sens. Toutefois parmi les cailloux anguleux ou subanguleux constituant l'essentiel de la fraction grossière, se remarquent de véritables galets bien roulés. Quant à la matrice, elle contient des poches de sable fin, très pur et des lentilles argileuses grises imbriquées les unes dans les autres. La présence au beau milieu de volumes sableux homogènes de masses étrangères faites d'un assemblage de

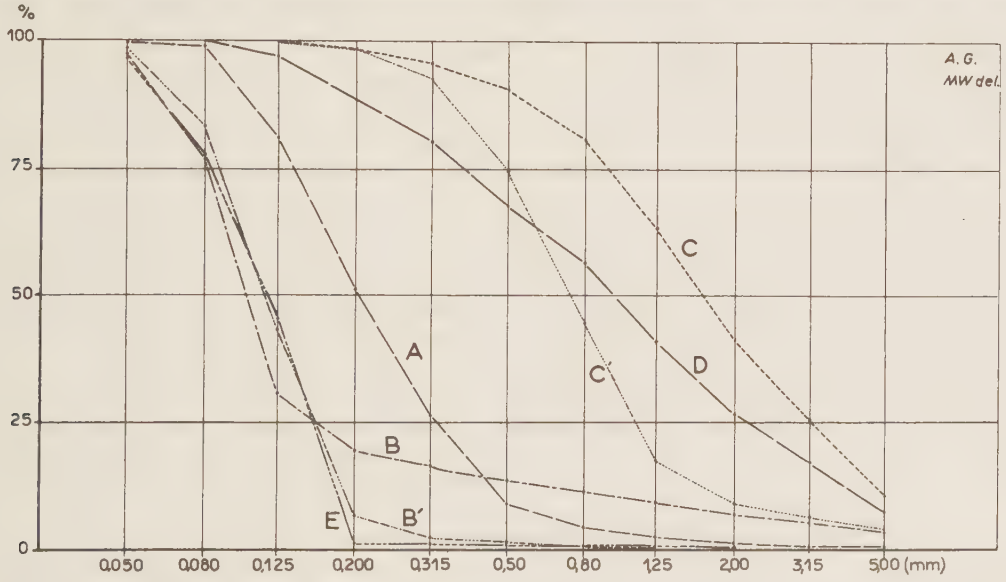


Fig. 151. — *Courbes granulométriques cumulatives de quelques formations sableuses de Mull et du Kingairloch.*
Echelle semi-logarathmique.

	Médiane	Q d Φ	So
A : sable de l'isthme Loch Uisg-Loch Spelve, Mull.	0,203	0,63	1,61
B : matrice sableuse des collines du Loch Don Mull.	0,104	0,48	1,40
B': matrice sableuse des collines à Barr nam Muc, Mull	0,115	0,43	1,36
C : sable grossier du cône de transition du Glen Forsa, Mull	1,65	0,89	1,86
C': sable plus fin de ce même cône de transition, Glen Forsa, Mull	0,740	0,56	1,48
D : sable morainique, bord du Lochan Doire Bhraghaid, Kingairloch	0,960	1,25	2,40
E : sable à l'Ouest du Lochan na Criche, Kingairloch	0,117	0,44	1,37

cailloux anguleux, l'absence en revanche de vrais lits de galets associés empêchent de voir dans ce matériel une simple accumulation morainique accompagnée de dépôts d'eau de fonte. Les collines du Loch Don ont été interprétées comme des moraines de poussée reprenant le matériel de la plage soulevée la plus ancienne [29]. Cette vue classique semble se confirmer à l'examen granulométrique et morphoscopique de la fraction fine. Certains sables montrent aux grandes dimensions une nette hétérométrie qui apparente leur courbe granulométrique à celle des sables morainiques (ex. : B dans la *fig. 151*), alors que d'autres prélevés à proximité sont au contraire aussi bien classés que des sables de plage (B'). L'étude morphoscopique à la loupe binoculaire *(tableau VII)* révèle : 1) que les grains de quartz ne sont pas forcément en majorité des anguleux, mais peuvent être subanguleux luisants, ce qui traduit un début d'usure par l'eau; 2) que la portion d'arrondis-luisants n'est pas négligeable et pourrait s'expliquer par l'action de la mer; 3) que les pourcentages des types de grains sont très variables d'un point à l'autre, ce qui trahit un mélange du matériel. Comme les collines viennent par endroits buter contre les accumulations de la plage soulevée supérieure, il est logique de penser que les glaciers ont repris au cours d'une réavancée, une part du matériel de ce rivage tardiglaciaire. Par contre, la plage soulevée intermédiaire représentée également aux environs est un peu postérieure à la mise en place de ces moraines de poussée : ces dernières sont en effet localement nivelées à l'altitude de la plage et en de nombreux endroits elles apparaissent bordées par une falaise morte très dégradée qui conduit précisément au rivage ancien intermédiaire (rebord interne vers 25 m).

A l'extrémité sud-ouest du Loch Spelve, des alluvions marines ont également été reprises par la réavancée du glacier, puisque dans l'isthme séparant le Loch Uisg du Loch Spelve, on a signalé depuis longtemps l'existence d'argiles à coquillages comprises dans des dépôts glaciaires eux-mêmes recouverts par des accumulations fluvio-glaciaires [29]. Il s'agit d'une moraine terminale dont les bordures émergent sous forme de crêtes alignées d'une masse de sables et de cailloutis lités à sédimentation deltaïque. Dans le matériel sableux de ce delta déposé probablement sur la rive d'un lac de barrage glaciaire, on retrouve les caractéristiques habituelles de classement des sables fluvio-glaciaires *(fig. 151,* A). Les analogies morphoscopiques avec les grains de quartz du Loch Don ne manquent pas (importance comparable du pourcentage des subanguleux-luisants, présence discrète mais non négligeable des arrondis-luisants, etc.) et peuvent s'interpréter de la même manière par une influence marine. Les quelques grains ronds-mats présents dans les divers échantillons des deux secteurs dérivent vraisemblablement des formations gréseuses continentales.

Au débouché de la vallée du Loch Bà, tout comme à celui du Glen Forsa, les formes terminales d'accumulation laissées par les glaciers sont plus classiques que celles des exemples précédents. Elles apportent en outre une précision supplémentaire sur le plan de la chronologie, puisque dans chacun des deux secteurs un cône de transition peu élevé, issu du glacier qui avait occupé la vallée en empêchant le dépôt des plages tardiglaciaires, a simplement été entaillé ultérieurement par le rivage soulevé postglaciaire. Il est donc clair, comme l'avait noté Wright [481] qu'un important abaissement du niveau marin a précédé la dernière poussée des glaciers.

A l'extrémité occidentale du Loch Bà, les formes sont encore très fraîches. Un grand cône fluvio-glaciaire aplati, au profil légèrement dissymétrique, est largement conservé, sauf à l'Ouest où il a subi la morsure de la plage soulevée inférieure. Trois groupes de collines convexes allongées suivant une direction ESE-WNW accidentent la topographie calme. On observe également quelques cicatrices laissées par des culots de glace (kettles) au Sud et un reste d'esker du côté nord. A en juger par les quelques rares et mauvaises coupes, le matériel fluvio-glaciaire, directement dérivé de la moraine, est surtout riche en cailloux et en blocs anguleux ou subanguleux. Il n'est pas sans intérêt de signaler qu'au moins pour les éléments de grande taille, le granite l'emporte très largement parmi les roches constitutives. Felsites, basaltes et fragments de cone-sheets donnent au contraire des cailloux subanguleux. C'est dire l'importance de la décomposition précédant la prise en charge. Parmi les cailloux de petite taille, les mieux arrondis sont d'ordinaire des basaltes provenant des volumes altérés des coulées de laves.

Dans la partie inférieure du Glen Forsa, le cône de transition est extrêmement schématique, malgré sa division en deux parties et une légère dissection par les méandres de la rivière. L'attaque par la mer du côté externe n'a pas été suffisante pour faire disparaître la dissymétrie originelle. Le bord interne au profil raide et concave limite une grande cuvette tourbeuse qui matérialise l'emplacement de la langue terminale de l'ancien glacier. A l'Est, l'éperon rocheux de Pennygown a empêché les eaux de fonte de s'échapper trop vite, aussi les dépôts fluvio-glaciaires ne s'étalent qu'au-delà en se plaquant contre la roche en place. Deux eskers orientés vers le Nord-Est montrent le sens de l'écoulement. Du côté ouest, il n'y avait pas les mêmes obstacles et le cône de transition a pu s'étaler largement vers le Nord-Ouest en donnant un grand plan doucement incliné qui passe presqu'insensiblement à la plage soulevée inférieure. Au sommet très régulier de remblaiement fluvio-glaciaire se raccorde une chaîne d'eskers dont le plus important, de dessin sinueux, mesure plus de 100 m de long et 4 à 5 m de hauteur. Au milieu de la vallée, subsistent deux collines de cailloutis alignées longitudinalement et longées par la rivière. Elles proviennent d'un partage inégal du glacier consécutif à une diffluence sur un méandre encaissé situé en amont (v. p. 477 et fig. 150). Le matériel du cône est assez grossier et mal classé parce que déposé rapidement. Parmi les cailloux en majorité subanguleux, s'observent surtout des basaltes auxquels s'ajoutent

quelques gros granites et des blocs étrangers. Dans les plus petites tailles, les fragments de roches basiques, intrusives ou effusives, dominent. Il est significatif que les éléments les mieux arrondis soient recouverts d'une patine brune d'altération, comme s'ils représentaient les cœurs sains de volumes altérés superficiellement entre deux diaclases à l'origine. Quant aux lits discontinus de sable grossier, ils ne forment au total qu'une faible part du matériel déposé, sans doute parce que le stock d'altérites était assez appauvri à la fin de la glaciation. Pourtant un examen morphoscopique des rares quartz disséminés dans la formation (1) montre que la proportion des grains taraudés ou vermiculés qui ont subi une altération pédologique, reste comprise entre 1/4 et 1/5 (tableau VII).

Si les glaciers ont occupé jusqu'à une époque tardive les principaux glens, ils n'ont pas pour autant bouleversé le modelé des vallées. Aux divers témoignages signalés plus haut dans l'étude régionale s'ajoute celui des rivages préglaciaires (ou interglaciaires) présents à Mull et dans les îles environnantes.

Dès 1911, W. B. Wright décrivait ces restes de plates-formes d'abrasion parfaitement identifiables à des altitudes généralement supérieures à celles des plages soulevées les plus hautes : vers + 35 m, le plus souvent à Mull [479]. Plus tard, d'autres traces d'encoches marines ont été découvertes à des altitudes plus fortes encore : jusqu'à + 50 m [480 et 29]. Elles appartiennent vraisemblablement à un niveau différent, plus ancien, car elles sont plus abimées. Wright s'appuyait sur la présence d'une falaise morte, la continuité des plates-formes et leur indépendance vis-à-vis de la structure, pour démontrer l'origine marine; sur l'existence de stries, de roches moutonnées et surtout de lambeaux de couverture morainique, pour donner aux formes un âge préglaciaire. La localisation de ces rivages perchés dans un secteur bien délimité, allant de Mull à Islay, leur absence dans le reste de l'Ecosse, ne laissent pas de surprendre. Peut-être faut-il voir dans cette particularité l'effet d'un relèvement isostatique encore incomplet, comme le suggère Wright. De fait, il est remarquable que les plus forts mouvements isostatiques positifs en Ecosse soient centrés précisément aux environs du Loch Linnhe. Le rivage soulevé inférieur, le mieux conservé, enregistre bien les déformations postglaciaires. Or il montre une altitude exceptionnellement forte dans le secteur d'Oban et une pente très accusée aux environs, notamment en direction du Nord et de l'Ouest de Mull.

Parmi les vestiges de plates-formes d'abrasion marine glaciées, l'un revêt une signification particulièrement importante, car il est situé au débouché de la grande vallée glaciaire de la riv. Coladoir, à la tête du Loch Scridain. Sur le flanc de la colline de Garbh Shròn, à près de 50 m au-dessus du zéro actuel, s'observe une longue encoche horizontale recoupant les bancs de basalte. Les rebords supérieur et inférieur ont été visiblement émoussés par le passage de la glace. Si cette banquette était effectivement à classer parmi les restes de rivages préglaciaires, la preuve serait faite que les glaciers pourtant bien alimentés qui ont emprunté cette voie est-ouest ont été dotés d'un pouvoir érosif étonnamment faible. Bien sûr, on peut objecter que les formes ne sont pas obligatoirement préglaciaires, qu'elles sont peut-être interglaciaires (2). Dans ce cas, l'innefficacité du travail glaciaire ne s'appliquerait plus à la totalité des glaciers quaternaires, mais seulement aux derniers organismes. Une telle datation de la plate-forme se heurte néanmoins à une difficulté : le façonnement d'une banquette d'érosion dans les roches dures que sont les basaltes métamorphisés du Garbh Shròn exige une longue période de stabilité du niveau marin.

Ce problème d'âge se pose, du reste, en des termes analogues pour tous les anciens rivages qui ont subi les marques de la glaciation et qui sont perchés à haute altitude sur la façade occidentale de Mull et des îles proches.

Le secteur le plus caractéristique à cet égard est certainement celui qui est compris entre Caliach Point et Rubh a' Chaoil, dans le Nord-Ouest de Mull. La côte exposée de plein fouet aux vagues de tempête formées sur un fetch quasi illimité en direction de l'Ouest-Sud-Ouest, a gardé les traces de plates-formes d'abrasion marine anciennes très étendues et très continues, entaillant à l'emporte-pièce le matériel basaltique homogène.

La largeur de la banquette dépasse fréquemment 100 m. Le profil subhorizontal ne peut pas se confondre avec un simple replat structural, car il recoupe par endroits en biseau les coulées de laves *(photo 53)*. La régularité d'ensemble de la plate-forme n'exclut pas l'existence de quelques tables résiduelles comme à Caliach Point ou à Treshnish Point. En arrière, une longue et haute falaise morte, bordée d'un talus d'éboulis tardiglaciaire qui occupe la moitié ou les deux-tiers de la hauteur, accompagne fidèlement l'ancien rivage. La plate-forme perchée subit actuellement les attaques conjuguées de la mer et des cours d'eau. Les falaises actuelles reculent en contrebas, au moins dans les parties les plus exposées de la côte. A Rubha nan Oirean, par exemple, une grande fente longitudinale de 15 m de long montre qu'un décollement se prépare à faire effondrer un paquet de roches de plusieurs dizaines de m^3. Mais il est à remarquer que les signes de recul sont surtout sensibles aux endroits où le rivage ancien est le plus large. L'évolution destructrice ne fait donc que commencer. Parfois la banquette est réduite en lanière par une attaque de la mer qui utilise des plans de faiblesse transversaux (ex. : péninsule de Treshnish ou Wilderness dans Ardmeanach). En outre les cours d'eau à leur arrivée dans la mer ont

(1) Ces sables qui proviennent de la désagrégation des roches volcaniques tertiaires sont abondamment pourvus en feldspaths, mais très pauvres en quartz. Les grains de quartz gardent souvent des traces de ciment.

(2) Peut-être sont-elles même glaciaires si l'on voit dans ces banquettes des plates-formes de « pied de glace ». Cette hypothèse ne peut pas être exclue *a priori*.

disséqué la plate-forme en la réduisant à l'état de petits témoins tabulaires, comme au fond de la baie de Calgary. Aucune certitude concernant l'âge de ces vestiges étendus de littoraux anciens perchés à 32-38 m, ne se dégage de l'analyse du secteur nord-ouest de Mull. Il y a bien quelques roches moutonnées sur la bordure nord de la Calgary Bay, — un creux oblong d'une vingtaine de mètres de longueur est couronné par des basaltes polis *(photo 53)* —, mais il faut rester prudent en l'absence de stries, car la mer a également une action de polissage. Au Nord-Est de Tresnish Point, des petites buttes oblongues, de quelques mètres de long, constituées de cailloux, reposent sur la plate-forme. Dans le matériel, il y a environ 20 % de galets bien roulés et aplatis qui ont une origine marine indiscutable. Mais 35 % des cailloux sont anguleux et proviennent vraisemblablement de dépôts glaciaires. Parmi les 45 % restants, classés comme mal roulés, plus des 2/3 ont visiblement été recassés par le gel avec des encoignures caractéristiques. S'agit-il en définitive d'un dépôt de plage morainique remaniée par la mer ou au contraire d'un dépôt de plage soumis à l'action du gel ? La seconde éventualité est la plus probable, mais elle ne nous apporte pas d'élément de datation de la plate-forme : l'altitude locale de ces buttes étant en effet un peu inférieure à 30 m, les galets peuvent dériver d'une plage soulevée tardiglaciaire.

Heureusement qu'à côté de ce dépôt énigmatique, il existe d'autres accumulations nettement morainiques reposant sur la plate-forme d'abrasion marine perchée. Parmi les quelques exemples signalés par Wright [479 et 29], nous pouvons retenir celui de la côte sud-est de l'île d'Ulva et plus spécialement du secteur situé au Sud de la colline d'A' Chrannag. Il y a là quelques témoins d'une plate-forme ancienne assez isolés mais nets et bordés par une falaise morte, raide, bien conservée. Dans une grotte profonde de plus de 15 m, haute de 5 à 6 m dont l'ouverture en arche et les parois raides montrent clairement l'origine marine, subsiste un tapis d'argile brune à cailloux qui ne peut être qu'un reste de moraine de fond. Le fait est d'autant plus intéressant que l'altitude est de l'ordre de 45 m et qu'Ulva, comme les autres plateaux périphériques du Nord-Ouest, a été libérée précocement par les glaciers. On ne peut toutefois pas affirmer avec certitude que le rivage en question soit préglaciaire, bien que la chose apparaisse vraisemblable.

De ce rapide examen des restes de plates-formes perchées préglaciaires ou interglaciaires, il faut tirer deux conclusions : 1) Il ne faut pas trop demander à l'érosion des glaciers de vallée, puisqu'en bordure des vallées ennoyées que sont les bras de mer et parfois dans une position interne, proche du centre montagneux, les traces laissées par les vagues n'ont même pas été effacées par leur passage. 2) Il y a une étonnante stabilité du dessin des rivages depuis une époque reculée, puisque l'érosion marine, même sur des côtes très exposées, n'a pas réussi à faire disparaître les plate-formes d'abrasion anciennes taillées pourtant dans un matériel de résistance assez moyenne (coulées de basalte plus ou moins altérées).

L'évolution postglaciaire.

Sur les côtes des façades occidentale et sud-occidentale de Mull, bien exposées aux vents du Sud-Ouest, frappées par des vagues qui disposent dans cette direction d'un fetch s'étendant jusqu'à l'Irlande au minimum, on est frappé de constater l'ampleur limitée du travail d'érosion marine. Dans les basaltes du Nord-Ouest, les rivages anciens — nous venons de le voir — bordent de manière presque continue la côte et les exemples d'évolution actuelle sont confinés aux lieux les plus exposés où les plates-formes perchées sont précisément les plus larges : preuve d'une action qui n'en est qu'à ses débuts. Localement, le sapement des vagues peut néanmoins entretenir des phénomènes d'éboulement ou même de glissements de terrain comme à The Wilderness (Ardmeanach). Dans la longue presqu'île du Ross of Mull et à Iona, où la mer bénéficie d'une exposition et d'un fetch particulièrement favorables, l'efficacité de son travail se trouve réduite et parfois annihilée par la résistance du matériel gneissique ou granitique du socle (v. p. 457). Quant aux autres côtes de l'île, elles sont encore largement accompagnées par un guirlande de plages ou de plates-formes soulevées d'altitude basse et d'âge postglaciaire (1).

Le creusement linéaire des cours d'eau, pour sa part, n'est guère plus avancé. Il faut des matériaux relativement meubles, du genre des basaltes brisés ou altérés, des sédiments ou encore des talus d'éboulis, pour qu'on puisse déceler une entaille appréciable. Ainsi la Tobermory Riv. dans son cours zig-zaguant à travers la topographie inégale laissée par les glaciers dans les basaltes, a scié quelques petites gorges. L'une des plus caractéristiques, profonde de 6-7 m au maximum et large de 4-5 m, a des versants subverticaux et une allure rectiligne qui trahissent l'exploitation d'une zone de fracture. Les multiples débris anguleux qui jalonnent le lit ne méritent guère le nom d'alluvions : ce ne sont que des fragments détachés de volumes intensément diaclasés. Le travail de « préparation », par altération et action du gel le long des plans de fissuration était évidemment capital. La gorge de raccordement qui incise le rebord de basalte du fond de l'auge de Carsaig Bay a probablement effectué depuis la fin de la glaciation un recul d'une quinzaine de mètres à travers deux escarpements que le torrent

(1) Les grottes d'Oban qui appartiennent à ce niveau ont révélé l'existence de l'Homme à cette époque. Par leurs débris, elles permettent d'assigner à ces rivages soulevés inférieurs un âge probablement néolithique [Mém. Géol. Surv. 29, v. aussi : W. B. Wright et A. M. Peach, 482].

PHOTO 53. — *Les bordures nord et sud-est de la baie de Calgary.*

Au second plan, l'ancien rivage tronque nettement les bancs de basalte. Au premire plan, le façonnement de la plate-forme par la glace a laissé des roches moutonnées. Noter au fond, la topographie de « trap » et le recoupement des coulées par la surface du plateau. Vue vers le Sud-Est.

franchit en cascade (à supposer que le tracé de ces escarpements ait été rectiligne à l'origine). Mais elle profite d'une ligne de faille.

Dans les sédiments peu résistants, le recul peut être beaucoup plus considérable. L'Allt Leacach qui recoupe la bordure de l'auge du Loch Aline, a développé une gorge de près de 100 m de long en profitant de l'hétérogénéité et de la mauvaise tenue d'*ensemble* du Lias inférieur, constitué ici d'une alternance de calcaires durs et de lits de marnes, de shales et d'argiles fort meubles.

Naturellement, comme dans les autres îles des Hébrides internes, un ravinement élémentaire d'origine anthropique s'est emparé d'un bon nombre d'éboulis couverts.

Quoique beaucoup moins spectaculaire, l'altération lente qui se poursuit sur les surfaces rocheuses calmes, plus particulièrement aux dépens des roches décomposables, comme les granites tertiaires ou les coulées de basalte scoriacées, ne doit pas être négligée. Elle est favorisée par le manteau de tourbe et se signale à l'attention dans les roches grenues par de nombreuses plages d'arène plus ou moins grossière dormant dans les creux des roches polies détériorées (v. p. 476). Le basalte quant à lui, libère une pâte brune et terreuse, riche en argile, apte à provoquer sur les versants des mouvements de masse actuels (ex. : B. na Drise).

Sur les sommets des montagnes et des plateaux les plus élevés, le climat très humide et frais qui règne actuellement maintient une ambiance propre aux manifestations périglaciaires, répliques atténuées des phénomènes plus amples qui ont suivi la disparition des glaciers. Aussi n'est-il pas rare de trouver côte à côte, sur les croupes doucement inclinées, des sols géométriques de taille différente : les plus grands sont morts, les plus petits encore fonctionnels. Le tableau qui suit donne une idée de la nature et de la variété des formes :

Localisation	Roche-mère	Type de sol géométrique	Pente limite m : minimale, M : maximale	Evolution actuelle ● : formes mortes + : formes fonctionnelles, Alt. minimale en mètres,	Fraction fine		Fraction grossière		Observations
					Nature	Dimensions : largeur ou diamètre interne (en cm)	Nature	Dimensions : largeur de la bande ou de la couronne (en cm)	
Flanc nord du B. a' Ghraig	granite tertiaire	coulées de blocs, sols striés, cercles de pierres	m : 7°	● ● + ?460	gravier gravier	50 10-20	blocs cailloux subanguleux	40 10-15	
Sommet du B. a' Ghraig	Basalte	cercles sols striés	m : 7°	+ 530 +	terreuse qq. graviers	6-10 8-10	pierraille anguleuse	10-15	
Bourrelet, 1 km S.E. B. a' Ghraig	Felsite	cercles sols striés	M : 12-15°	+ 500 +	gravier	5-8	cailloutis		● Vieux cercles de pierres aux dimensions doubles de celles des cercles actuels.
Sommet du B. Buie et sommet 2 341	Gabbro	cercles sols striés coulées de blocs		+ + +	argileuse avec cailloutis	20-35 20	pierraille anguleuse à angles vifs et quelques petits blocs arrondis	10-15 10	Champ de pierrailles avec quelques exemples de flore alpine à proximité. Alimentent les éboulis actuels.
Sommet du B. More	Basalte	cercles (rares) sols striés (fréquents)		+ + 530	terreuse	20 30-40		12-15 10-12	Vers le haut, champ de pierrailles ; vers le bas, coulées de blocs et terrassettes.
Sommet du Sgùrr Dearg	Dolérite	cercles sols striés		+ + 550		15 20-40		10 10-15	Champ de pierrailles très vaste avec chicots. Nombreuses coulées de blocs et terrassettes. ● Formes anciennes plus grandes.
Sommet du B. Iadain (Morvern)	Basalte	cercles		+ 560	limono-argileuse quelques graviers	15-35	cailloux hétérogènes	10-15	Passage à quelques sols striés.

On ne manquera pas de noter que les dimensions des sols géométriques actuels sont réduites mais assez homogènes, du moins pour les bandes ou couronnes de pierres. Quant à l'altitude à laquelle évoluent encore ces formes périglaciaires, elle est remarquablement basse, compte tenu de la latitude. Pareille anomalie ne peut s'expliquer uniquement par l'hyperhumidité du présent climat ou par le nombre élevé d'alternances de gel/dégel (v. chapitre I), elle tient sans doute en partie au matériel particulièrement apte à fournir une fraction fine, sensible aux phénomènes de gonflement par le gel.

CHAPITRE IX

LES RÉGIONS BORDIÈRES DE LA MER DU NORD

Le tableau morphologique de l'Ecosse nord-occidentale serait incomplet si, à l'étude des plateaux du Centre et de la façade montagneuse de l'Ouest, ne s'ajoutait celle des régions déprimées qui bordent la Mer du Nord. La dissymétrie fondamentale qui caractérise le Mainland ne peut du reste prendre toute sa valeur qu'à cette condition.

Cette longue bande de bas plateaux, de collines et de plaines qui s'étire du SSW au NNE, depuis le Loch Ness jusqu'aux Orcades sur plus de 250 km, ne manque pas d'unité. Pourtant sa largeur est faible : elle atteint 40 km au maximum aux Orcades, n'excède un peu cette valeur que dans le Caithness et se tient d'ordinaire dans les autres secteurs entre 10 et 20 km, tout en se réduisant par endroits à quelques kilomètres seulement.

Si l'on recherche les liens qui unissent des régions aussi allongées en latitude, on constate qu'à côté d'une même façade littorale existent de nombreux et solides traits de parenté.

Dans un paysage aux altitudes généralement modestes, aux pentes modérées, aux formes simples et souvent massives, les vigoureuses entailles de dissection se limitent à la partie inférieure de quelques vallées transversales. Les grands contrastes topographiques auxquels nous avait habitué le relief des Highlands occidentales sont rares ici.

Naturellement, c'est la tectonique responsable du basculement du bloc nord-écossais vers l'Est et partant de sa dissymétrie globale, qui est à l'origine de la position déprimée de la bande côtière. Le fossé de subsidence de la Mer du Nord a un long passé (chapitre II). Très tôt, il s'est individualisé sur l'emplacement du Moray Firth et de son prolongement septentrional et a fonctionné à plusieurs reprises jusqu'au Tertiaire au moins. Cette situation en bordure d'une zone d'affaissement est capitale, car elle rend compte de la conservation d'une couverture sédimentaire exceptionnellement continue pour l'Ecosse du Nord.

Les sédiments, parmi lesquels le Vieux-Grès-Rouge dévonien détient une prépondérance écrasante, ont un double intérêt morphologique : ils permettent de résoudre certains problèmes du socle de l'arrière-pays (rôle des topographies anciennes dans les formes actuel'es, mouvements tertiaires, etc.); en outre, ils introduisent dans le modelé par leur présence une topographie le plus souvent douce et unie qui confère aux paysages des régions orientales une indéniable unité.

Néanmoins, la structure n'explique pas tout. Grâce à la situation marginale le long de la Mer du Nord, grâce aussi à l'étendue des affleurements de roches sédimentaires, les aplanissements récents, et plus particulièrement le niveau pliocène, ont pu occuper une très large place qui n'a guère été remise en cause par les reprises d'érosion ultérieures, si ce n'est dans les matériaux les plus meubles.

On ne saurait non plus négliger les liens de parenté climatiques entre les régions bordières de la mer du Nord, notamment la médiocrité du total des précipitations qui contraste avec l'abondance pléthorique de la façade occidentale (chapitre I). Aussi l'alimentation glaciaire locale défavorisée de surcroît par les altitudes modestes, s'est-elle trouvée au Quaternaire froid presque réduite à néant. Des nappes d'origine étrangère — la glace venue du centre du Mainland et la glace de Scandinavie — occupaient pendant ce temps le pays tout en s'affrontant non loin de l'emplacement actuel de la côte. On s'explique que le relief ait été, au total, assez peu marqué par l'érosion glaciaire, mais en revanche richement doté en dépôts morainiques et en accumulations

fluvio-glaciaires qui nous renseignent sur la nature et l'importance du travail effectué dans l'arrière-pays.

La côte, bien entendu, est un solide lien qui unit toutes ces régions orientales. Peu découpée, exposée à l'Est, elle a conservé une guirlande de plages soulevées suffisamment continue pour qu'il soit relativement aisé de reconstituer à partir de leurs vestiges étendus les mouvements isostatiques consécutifs à la déglaciation du Nord de l'Ecosse.

Si l'unité d'ensemble de cette frange orientale de l'Ecosse du Nord est indiscutable, elle n'exclut pas quelque diversité interne. Les coupures morphologiques s'imposent d'elles-mêmes.

C'est en bordure du Moray Firth (*lato sensu*) que la richesse des formes est la plus grande. Il est vrai que la structure est relativement variée. Une couverture de sédiments dévoniens et secondaires plus ou moins ondulée et faillée laisse, en effet, affleurer en plusieurs endroits un socle inégal et assez hétérogène. L'exploitation de ce potentiel lithologique n'est pas partout aussi poussée, car les axes hydrographiques s'orientent du Nord-Ouest au Sud-Est suivant la pente d'ensemble du bloc écossais mais transversalement aux traits structuraux. A cette région qui occupe la partie orientale de Cromarty et du Sutherland et une petite portion de l'Inverness-shire, il convient de joindre la bordure sud du Caithness, le district de Langwell Forest, qui par son matériel varié, son style tectonique et son évolution morphologique s'apparente étroitement aux régions situées plus au Sud.

Le reste du Caithness n'est qu'un grand plateau d'érosion monotone recouvert de tourbe, où le passage du grès au socle s'effectue à l'Ouest de manière insensible. La diversité des formes se réfugie sur le littoral.

Avec les Orcades réapparaît un paysage plus coupé, où se marque bien l'influence de la lithologie relativement hétérogène et surtout des puissantes déformations tectoniques souples et cassantes. La grande originalité de l'archipel réside dans l'état de demi-submersion des formes qui se reflète dans le dessin compliqué des différentes îles.

1. — LA BORDURE NORD-OUEST DU MORAY FIRTH

L'organisation morphologique d'ensemble de cette région qui s'allonge du Loch Ness aux confins du Caithness est assez simple. Elle est tributaire à la fois :

1) des axes tectoniques, flexures, plis et failles qui conditionnent en grande partie les limites d'érosion des bassins sédimentaires. Orientés du Sud-Ouest au Nord-Est suivant une vieille direction calédonienne tardive, ils ont rejoué par endroits jusqu'au Tertiaire inclus;

2) des éléments d'un réseau hydrographique dont le tracé dirigé transversalement, de l'Ouest à l'Est ou du Nord-Ouest au Sud-Est, suit — à quelques exceptions près, comme le Cromarty Firth — la pente d'ensemble du bloc nord-écossais sans s'adapter à la structure autrement que dans le détail.

Si le dispositif structural n'est pas exactement le même de part et d'autre du Dornoch Firth — il est simple au Sud, nettement plus complexe au Nord — il comporte néanmoins dans tous les secteurs une gouttière plus ou moins ample, occupée par les séries du Vieux-Grès-Rouge et encadrée par des contreforts de socle moinien. Cet arrangement est visible depuis The Aird à l'Ouest du Loch Ness jusqu'au Strath of Kildonan. On le retrouve même, après une brève interruption, aux alentours de Braemore, dans le Sud du Caithness. Il est donc logique d'examiner en premier lieu dans quelle mesure le modelé actuel du socle qui affleure au voisinage dérive de la surface infradévonienne.

a. Le rôle morphologique de la surface infradévonienne et des conglomérats de base

Les séries sédimentaires du Vieux-Grès-Rouge reposant sur le socle moinien par un banal plan de discordance angulaire, il semble à première vue qu'on ne soit guère en droit d'attendre d'originalité du contact morphologique entre les deux formations. En réalité, si les relations structurales gardent toujours, en dépit de quelques failles normales à tracé longitudinal ou oblique, un schéma simple, sans commune mesure avec le dessin compliqué des charriages de l'Ouest, elles n'en offrent pas moins une variété assez surprenante qui se reflète dans la diversité des formes.

Les types individuels de contact. *(fig. 152)*

Le nombre des variables est plus élevé qu'il n'y paraît tout d'abord. En premier lieu, le socle n'est pas homogène : si les gneiss l'emportent nettement dans la lithologie, ils ne sont pas les seuls. A côté des micaschistes, se rencontrent des intrusions granitiques d'âge et d'altérabilité différente et des bandes très dures de quartzites allongées de l'WSW à l'ENE dans la partie méridionale du Caithness.

La couverture sédimentaire de Dévonien moyen a de son côté des faciès changeants qui s'échelonnent, suivant les lieux, des brèches très résistantes aux shales meubles en passant par les conglomérats, les grès arkosiques plus ou moins grossiers, etc.

Aussi les écarts de résistance entre le socle et sa couverture sont-ils souvent moindres que ceux qui opposent divers termes de la série sédimentaire entre eux. Cela n'est pas fait pour favoriser la traduction morphologique du contact entre le Moinien et le Vieux-Grès-Rouge. Deux exemples caractéristiques permettront de préciser les choses. Le Tòrr Achilty est une butte de conglomérats installée dans l'intervalle de deux failles en échelon, non loin de la confluence de la riv. Conon avec la Black Water. Si elle domine à la fois le socle gneissique à l'Ouest et les séries gréseuses à l'Est, elle n'a pas pour autant des versants identiques. Or curieusement, la dissymétrie est inverse de celle qu'on attendrait, puisque la face sud-orientale est de beaucoup la plus raide, malgré un pendage des conglomérats nettement incliné vers le Sud-Est. Cette anomalie s'explique essentiellement par les contrastes lithologiques. Au Sud-Est, le versant formé d'une série de grands pans rocheux a une pente qui dépasse souvent 50-60° et ne s'adoucit que dans la partie inférieure avec quelques éboulis. Le contraste, en effet, est très prononcé entre les deux formations que sépare l'escarpement de ligne de faille : d'un côté, des brèches hétérométriques à matrice très dure traversées par quelques grandes diaclases qui recoupent indifféremment ciment et cailloux, de l'autre, des shales très fissiles et friables qui s'effritent au toucher. Le flanc nord-occidental de la colline est bien moins vigoureux : c'est un abrupt de ligne de faille inversé au profil lourd et à l'ampleur réduite, car les gneiss moiniens qui sont au pied occupent dans l'échelle de résistance régionale une place assez voisine de celle des conglomérats.

Au Nord du Glen Glass, le contact entre socle et Vieux-Grès-Rouge se fait également par faille et s'accompagne d'un alignement SSW-NNE de collines. Mais en dépit d'un pendage des couches vers l'Est, c'est encore le versant oriental qui est le plus raide, car il épouse la limite entre des brèches dures et des grès plus ou moins argileux. A l'Ouest au contraire, les différences sont moins marquées avec les gneiss et « l'escarpement » de ligne de faille inversé n'a qu'un profil assez adouci. Depuis le Meall an Tuirc, la dissymétrie de ces reliefs de bordure s'observe bien : au Bendeallt, le versant occidental rectiligne ne dépasse guère 7-10°, alors que le versant oriental a une pente en grande partie égale ou supérieure à 30°; au Cnoc Gille Mo Bhrianaig, l'éperon est descend à 28° environ.

Le contact entre conglomérats et grès peut donc jouer un rôle plus important dans la morphologie que le plan de discordance entre le socle et les conglomérats de base. Ces deux dernières formations restent parfois étroitement solidaires, de telle sorte que la dépression périphérique du massif ancien se trouve reportée en arrière dans les grès (v. plus loin le Glen Loth, *fig. 158*).

D'ordinaire, les volumes détritiques grossiers de la base du Dévonien moyen sont plus résistants que le socle; ce qui permet à la limite occidentale des plateaux gréseux d'être soulignée par une grande guirlande de collines ou par un bourrelet dissymétrique. Mais cette place dans l'échelle de résistance souffre de trop nombreuses exceptions pour qu'elle puisse être érigée en règle générale. A quelques kilomètres seulement au Sud du Tòrr Achilty, par exemple, les gneiss et micaschistes du Moinien dominent par l'escarpement de ligne de faille de Coille Mhòr les conglomérats du bassin de la rivière Orrin inférieure. En outre, il arrive fréquemment que le socle et les conglomérats soient nivelés conjointement par une surface d'aplanissement tertiaire. Enfin, il convient d'envisager par endroits un recul quaternaire des versants. L'action du gel a généralement plus affecté les poudingues et brèches que les gneiss sous-jacents, ce qui a eu pour effet de dégager localement une banquette de surface prédévonienne.

Les combinaisons possibles sont donc multiples. Avant d'en aborder l'examen, il est bon de se rappeler que les faciès de bordure du Vieux-Grès-Rouge ne sont pas une donnée indépendante des caractères du socle. Par sa nature pétrographique et par sa topographie — facteurs eux-même intimement liés — le socle a conditionné le type de sédimentation des cuvettes voisines. Aussi n'est-il pas possible d'analyser la surface infradévonienne isolément sans tenir le plus grand compte de la lithologie des séries détritiques à proximité.

1) Parmi les types de contact *(fig. 152)*, il en est un sur lequel il est inutile de s'attarder, c'est celui où les gneiss et les conglomérats de base d'une dureté équivalente sont nivelés par la même surface d'érosion sans que le passage d'une formation à l'autre apparaisse dans la topographie. Bien que favorisant le nivellement, la présence d'une faille n'est pas une condition nécessaire à un bon recoupement par l'aplanissement, car le plongement de la couverture est souvent rapide. Dans les deux cas, il n'y a, bien entendu, aucun espoir de retrouver un témoin sûr de topographie prédévonienne. Ainsi sur la bordure sud-est de la grande cuvette de conglomérats de The Aird, un nivellement général par la surface écossaise empêche de voir le contact entre le socle et les sédiments dans le paysage *(fig. 154)*. au pied du B. Wyvis du côté est, c'est un magnifique lambeau de surface intermédiaire, long de 5 km qui tronque indifféremment les gneiss et les conglomérats de base. Tout au plus, quelques chicots rocheux tranchent par leur irrégularité sur le sommet du plateau, en jalonnant la limite des affleurements de Vieux-Grès-Rouge (ex. Cioch Mhòr, Cnoc nan Each); mais par endroits la platitude d'ensemble n'est même pas affectée par le changement de roche (Meall a' Ghuail). Comme la montée

vers le B. Wyvis ne se fait que quelques kilomètres en arrière, il est dangereux de rechercher sur ces pentes les vestiges de l'ancienne topographie infradévonienne *(fig. 108)*.

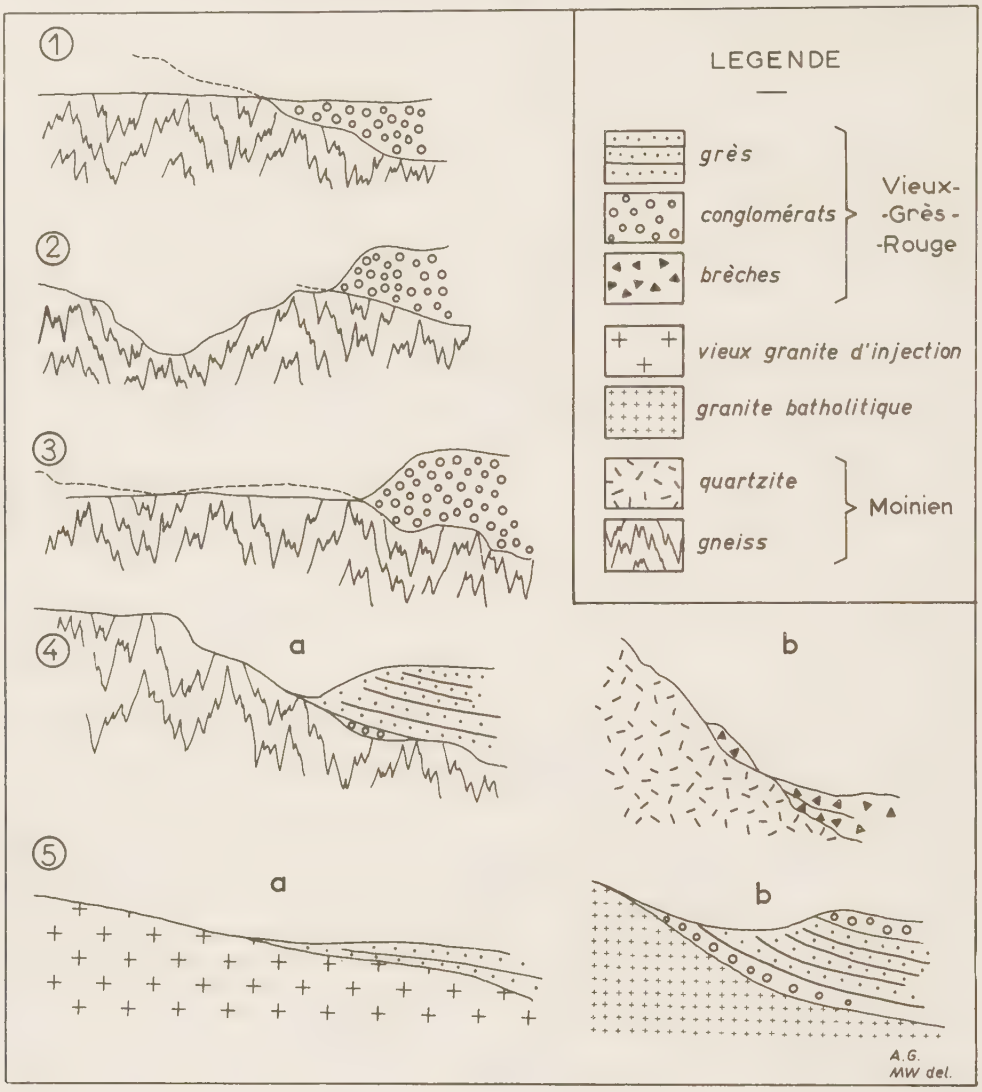


Fig. 152. — *Les types individuels de contact entre le socle et le Vieux-Grès-Rouge.*

2) Souvent, avons-nous vu, les séries détritiques grossières de bordure occupent une position dominante par rapport au socle gneissique voisin. Quand le gneiss moinien est défoncé en contrebas d'un bourrelet de conglomérats, on peut presque parler de relief de cuesta, en précisant toutefois que le chapeau de roches résistantes est sédimentaire tandis que la base est taillée dans le socle. Mais souvent entre les escarpements de la partie supérieure et les pentes plus douces qui sont au pied, s'intercale une banquette qui marque le contact entre les deux formations et témoigne d'un recul limité du Vieux-Grès-Rouge. Ce trait fort répandu indique qu'à une époque récente un changement des positions respectives des deux groupes de roches dans l'échelle de résistance est intervenu. Il s'explique la plupart du temps par une évolution quaternaire des versants sous l'action du gel. Au Sud de la riv. Beauly, la limite sud-occidentale de la cuvette de The Aird est jalonnée par une sorte de cuesta très festonnée et assez discontinue, constituée de collines de conglomérats. En dépit du passage de la glace vers le Nord-Est qui avait tendance à émousser le « front » de ces reliefs en raidissant leurs bordures, les escarpements s'accompagnent le plus souvent d'une banquette, plane dans l'ensemble, irrégulière dans le détail, qui dérive de la surface infradévonienne. Les abrupts de conglomérats ont clairement reculé au cours du Quaternaire froid, car ils sont encore bordés de gros éboulis tardiglaciaires découpés suivant le réseau de fissures dans un matériel cohérent certes, mais qui a tendance cependant à s'effriter lentement. Non loin du Loch Fiett, la même rupture de pente caractéristique s'observe sur le flanc

occidental du Creag an Amalaidh au contact du gneiss et des brèches de base du Vieux-Grès-Rouge. Le replat est probablement un élément très dégradé de topographie ancienne mais il est étroit et laisse vite la place à des pentes modérées qui conduisent dans le gneiss au niveau pliocène bordant le Strath Càrnaig inférieur. Le matériel dévonien est ici nettement bréchique, avec des cailloux de grande dimension où dominent des gneiss subanguleux et anguleux. Les micaschistes et les granites sont un peu mieux arrondis *(fig. 153)*. Un type de contact analogue se rencontre à plusieurs reprises le long de la riv. Fleet, dans le long compartiment dénivelé par la faille d'An Droighneach. Une étroite banquette de socle suit, vers 220-240 m, le pied des abrupts convexes de conglomérats. De part et d'autre de la grande vallée du Loch Brora, nombreux sont les exemples de ces banquettes-témoins de taille exiguë, mais de profil marqué et caractéristique. Parmi les plus nettes, citons celle qui borde le Meall Odhar au Nord, celle qui est comprise entre Carrol Rock et Kilbrare Hill, et celles qui forment une encoche sur le flanc ouest du B. Smeorail et surtout du Craggan. Au voisinage, le Vieux-Grès-Rouge est presque toujours constitué de brèches très cohérentes à fragments grossiers d'origine locale. Au Craggan, les bancs qui affleurent sur le versant raide ont libéré des gros cubes et parallélépipèdes rectangles, détachés par le gel le long des diaclases durant le Quaternaire froid.

Certains replats dérivés de la topographie infra-dévonienne ne revêtent pas exactement la même signification morphogénétique. Ainsi le palier de Socach Hill au Nord-Ouest de Brora, traduit une trop large exhumation de la surface ancienne pour qu'on puisse l'expliquer par un simple recul quaternaire.

Il faut faire appel dans ce cas à une évolution plus poussée à partir de l'escarpement de ligne de faille qui délimite la plaine côtière des sédiments secondaires : l'accident a plus reculé dans le Vieux-Grès-Rouge que dans le Moinien sous-jacent, de telle sorte que les abrupts de conglomérats et l'escarpement de ligne de faille conservé dans le gneiss ont évolué indépendamment l'un de l'autre (v. p. 511). La divergence ne cessant de s'accentuer vers le Nord-Est, le palier taillé dans le socle prend de plus en plus d'ampleur et finit par atteindre à Asc na Gréine et Creagan Mor les proportions d'un véritable élément de plateau. Mais les formes tabulaires vers 300 m trahissent un nivellement caractéristique par la surface d'aplanissement écossaise. Ces vestiges sont dans doute dérivés de la topographie infradévonienne, mais ils n'ont plus qu'un lointain rapport avec elle.

Par transitions, nous nous acheminons vers un autre type de contact.

3) Dans beaucoup de secteurs d'interfluves, le gneiss ayant échappé au défoncement par les reprises d'érosion, le bourrelet limitrophe de conglomérats n'est plus bordé par une simple banquette, mais par une longue échine, ou même par tout un plateau de socle. Entre les abrupts de sédiments détritiques et la table de gneiss, il y a d'ordinaire un contraste brutal que souligne un angle marqué. Il serait dangereux et même le plus souvent inexact de considérer les éléments de plateaux qui bordent ainsi les reliefs de Vieux-Grès-Rouge comme de larges vestiges de topographie infradévonienne exhumée. En effet, une sédimentation grossière avec cailloux anguleux ou à peine roulés suggère un remplissage rapide au pied de reliefs inégaux. Les coupes naturelles fournies par les rivières transversales confirment effectivement le caractère irrégulier de la topographie infradévonienne quand le socle est bordé de conglomérats. Il faudrait pour pouvoir prolonger la surface des plateaux sous le Vieux-Grès-Rouge, envisager un plongement brutal avec flexure — ce qui n'est pas impensable — mais *en même temps* un changement complet d'allure — ce qui est difficilement admissible —. Du reste, un argument ne permet pas le doute : en certains endroits, la surface des plateaux de gneiss se poursuit sans solution de continuité sur les bancs de Vieux-Grès-Rouge qu'elle tronque. Ainsi, la croupe gneissique d'Asc na Gréine fait partie du même ensemble que le plateau gréseux entourant le Loch an Tubairnaich. La table d'Aberscross Hill taillée dans le Moinien peut se prolonger dans les conglomérats au Nord et à l'Est etc. Le plus souvent, l'aplanissement qui nivelle ainsi les gneiss et mord occasionnellement sur la bordure de sédiments grossiers est facile à identifier, grâce à sa bonne conservation, à la netteté et à la rigidité de son plan d'érosion aux environs de 300 m et enfin à la présence de reliefs en arrière formant une limite brutale avec un vigoureux angle basal. On reconnaît là tous les caractères de la surface écossaise accompagnée de son knick bordier habituel. En remodelant des éléments de topographie infradévonienne, en s'appuyant sur les reliefs sculptés dans les affleurements de conglomérats de base, elle a largement contribué à donner au contact du socle et du Vieux-Grès-Rouge une valeur morphologique. On ne manquera pas de noter les étroites analogies qui lient ce type de contact à celui qui jalonne, dans la région côtière nord-ouest, la base des inselbergs de Torridonien (chapitre IV).

Les grosses buttes dissymétriques de conglomérats dévoniens qui forment l'extrémité sud de The Aird, le Meall Gorm et le Meall nan Caorach, ont un flanc méridional raide qui s'arrête brusquement au-dessus d'un plateau de socle. Or ce plateau, à quelques kilomètres plus à l'Est, au voisinage du haut Glen Convinth, se continue en nivelant indifféremment le gneiss et le Vieux-Grès-Rouge, vers 300-320 m d'altitude. Il s'agit, de toute évidence de la surface écossaise largement représentée dans les environs et repérable aisément jusqu'au Sud d'Urquhart Bay et même au-delà du Loch Ness. Un relief en tous points comparable s'observe plus au Nord en bordure du Glen Orrin inférieur. Le Cùl Mòr et Cùl Beag constitués de brèches de base dominent

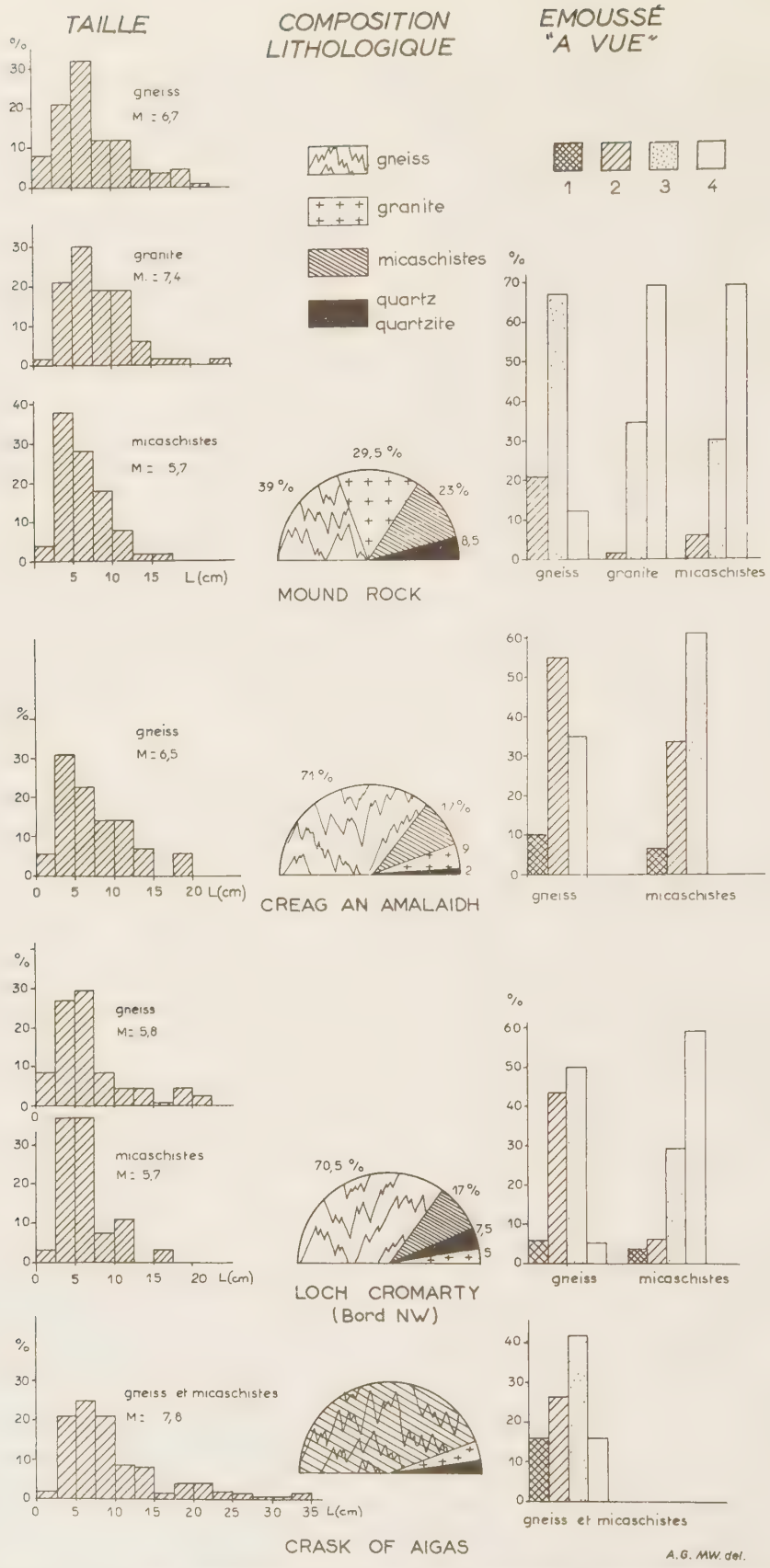


FIG. 153. — *Les galets du conglomérat du Vieux-Grès-Rouge de la région côtière orientale.*
Histogrammes des tailles, nature lithologique, émoussé à vue;
1 : anguleux; 2 : subanguleux; 3 : mal arrondis; 4 : bien arrondis.

par leur versant abrupt et convexe du Sud-Ouest une grande table monotone de gneiss moinien haute de 300 à 330 m. A en juger par la montée rapide des conglomérats depuis le Glen Orrin, suivant une pente de l'ordre de 20°, la topographie infradévonienne doit être nettement recoupée par l'aplanissement tertiaire, car le plateau de socle a une inclinaison qui n'excède pas 4°. Il devient donc difficile de parler de surface polygénique dans ce cas, l'angle de biseautage faisant place à un angle de recoupement. Toutefois, on ignore le profil originel de la topographie ancienne et il n'est pas exclu qu'un plongement brusque du socle en bordure de la cuvette du Strath Conon inférieur ait bloqué la limite du Vieux-Grès-Rouge à cet endroit, en calant ses reliefs bordiers.

Un problème analogue de restitution se pose pour le B. Tarvie à l'Ouest du Loch Fleet. En avant de ce gros bourrelet dissymétrique constitué de conglomérats, s'étendent sur des dizaines de kilomètres jusqu'au voisinage de la rivière Shin, des témoins de surface écossaise inscrits dans le Moinien psammitique. La régularité de ces fragments de plateau subhorizontaux empêche de les considérer comme de simples plans d'exhumation de la surface infradévonienne, d'autant qu'en arrière les faciès grossiers du Vieux-Grès-Rouge ont une résistance un peu supérieure à celle du socle (v. la brèche du Creag an Amalaidh). Cependant il n'est pas interdit de penser que ces plateaux d'érosion puissent dériver de l'ancienne topographie pré-Vieux-Grès-Rouge, qui du reste devient assez régulière un peu plus au Sud.

Au plateau rugueux d'Aberscross Hill, immédiatement au Nord du Strath Fleet, la topographie, bien qu'appartenant elle aussi à l'aplanissement écossais, est peut-être plus directement dérivée de la surface infradévonienne. Non seulement le profil est assez irrégulier et plonge assez rapidement vers l'Est sous le Vieux-Grès-Rouge de Silver Rock, mais les conglomérats du secteur étant un peu moins résistants qu'au Creag an Amalaidh, de l'autre côté du Strath, il y a plus de chances d'assister à une exhumation locale du socle. Sur une distance horizontale faible, il peut y avoir, en effet, des variations considérables dans la nature de la sédimentation du Vieux-Grès-Rouge. Il suffit de comparer les spectres de nature pétrographique et les émoussés respectifs des cailloux des conglomérats au Creag an Amlaidh et au Mound Rock, de part et d'autre du Loch Fleet, pour s'en persuader *(fig. 153)*. Si au Mound Rock, du côté nord, la résistance du matériel est un peu inférieure, c'est que le ciment est plus friable et que la part des cailloux altérés et émoussés est nettement plus forte. Le fait s'explique par un pourcentage nettement plus accusé des granites, lui-même en rapport avec l'étendue des affleurements de granite et de granito-gneiss dans l'arrière-pays. Il est significatif que les galets de granites, malgré leur grande taille soient le plus souvent mieux arrondis que les autres. Voilà qui suppose dès le Dévonien, une altération plus poussée dans les roches granitiques que dans les gneiss voisins.

4) Quand le Vieux-Grès-Rouge cesse d'avoir une résistance égale ou supérieure à celle du socle — soit qu'il prenne un faciès plus gréseux que conglomératique, soit qu'il vienne en contact avec un socle très dur — il ne peut plus occuper qu'une position déprimée de bordure. L'exhumation de la topographie infradévonienne devient possible, mais en général elle se limite au dégagement d'éléments peu étendus et très redessés, en raison du caractère inégal du socle sur lequel repose le Vieux-Grès-Rouge. A plusieurs reprises, dans l'étude du Centre du Mainland, nous avons déjà fait allusion à ce type de contact, notamment à propos de l'analyse des buttes des environs de Tongue ou des reliefs du Meall a' Ghrianain. Le long du Moray Firth, on le rencontre en maints endroits. En bordure du Loch Ness, au Nord d'Urquhart Bay, les contrastes de formes entre la demi-couronne de bosses de gneiss du Cnoc Snàtaig et le Vieux-Grès-Rouge occupant un petit creux central, sont très schématiques, car ils sont soulignés par les limites de cultures et de végétation. Sur le versant nord-est du Loch Brora, on voit clairement, grâce à l'entaille d'une gorge affluente, comment les grès fins arkosiques de couleur rouge-foncé, accompagnés de quelques conglomérats viennent buter contre le flanc de la colline de gneiss d'Oldtown. Mais la différence de résistance entre les deux formations que recoupe une même banquette d'aplanissement est trop faible pour qu'il y ait une bonne exhumation de l'ancienne topographie. C'est sans conteste dans le secteur de Boath, au Nord-Ouest d'Alness, que l'on saisit le mieux le rôle de la topographie inégale prédévonienne dans le modelé présent. En effet, la cuvette de Boath, développée à la faveur d'une interruption locale de la grande faille bordière longitudinale dans les affleurements de Vieux-Grès-Rouge formant une apophyse vers l'Ouest, ne fait que retrouver une grande gouttière de socle comblée de grès fins qui a été partiellement exhumée sur les bords. Les relations sont parfaitement visibles à la table gneissique de Boathvic dont le sommet subhorizontal tronqué par l'aplanissement écossais ne peut en aucun cas être considéré comme le prolongement des versants raides qui plongent très vite sous les dalles de grès. Entre cette butte de socle et le long éperon de gneiss sur lequel s'appuie, à 1 km au Sud, l'échine conglomératique montant au Meall an Leathaid, s'est installé un volume détritique fin dont l'exploitation partielle par l'hydrographie a mis a jour les flancs redressés du creux.

Le même phénomène se reproduit à plus grande échelle dans le district de Langwell Forest, grâce au contraste accusé qui oppose les sillons de sédiments détritiques dévoniens aux longues crêtes de quartzite dur épousant le tracé d'anciens synclinaux moiniens. C'est d'un véritable relief appalachien résiduel en voie d'exhumation qu'il s'agit ici. Naturellement, les éléments de topographie infradévonienne qui sont exhumés sur les flancs des crêtes sont très redressés, et le rôle tenu par l'ancienne surface ne peut être que tout à fait

local *(fig. 160)*. Un des exemples les plus caractéristiques nous est fourni par la tête de la vallée de la Langwell Water, belle cuvette elliptique encore partiellement occupée par des grès et enveloppée de trois côtés par la haute échine en fer à cheval du Creag Scalabsdale et du Child's Seat taillée dans les quartzites. Le surcreusement glaciaire de cette vallée supérieure tournée vers le Nord-Est a même conduit à l'installation d'un cirque dont le plancher est troué par le petit Loch Scalabsdale. Plus à l'Est, le grand versant nord du Scaraben et des reliefs voisins qui limite le synclinal de Vieux-Grès-Rouge de Langwell Forest du côté sud, peut être considéré, malgré sa forte inclinaison, comme dérivé de la topographie prédévonienne *(fig. 160)*. Il est, en effet, bordé par une longue guirlande continue de brèches qui grimpe plus ou moins loin sur le flanc de la montagne de quartzite en formant un bourrelet en contrebas des éboulis. La terminaison nord de la gouttière de Vieux-Grès-Rouge est au contraire très mal marquée, car elle est jalonnée par de larges affleurements de granite. Quand les quartzites réapparaissent localement, la bordure de la cuvette retrouve sa place dans le paysage. Le fait s'observe au pied de la crête du Conachreag : de la couverture de grès en plaquettes gris-violacés surgissent des escarpements de quartzite qui ressuscitent le relief appalachien fossilisé par le Vieux-Grès-Rouge. Malgré leur sensibilité au gel, les quartzites n'ont pas suffisamment reculé au Quaternaire froid pour que les traits de l'ancien modelé aient été rendus méconnaissables.

5) Il est à remarquer que dans tous les types de contact décrits jusqu'ici, la surface infradévonienne ne joue qu'un rôle très limité dans le paysage, en raison de l'exhumation purement locale d'un socle gneissique ou quartzitique au relief inégal. Il faut que les affleurements de bordure soient constitués de granite pour que la topographie sortant de dessous le Vieux-Grès-Rouge prenne une réelle extension dans le modelé actuel. L'exemple de la portion méridionale du Caithness est très significatif. Dès qu'au Nord de la gouttière de Vieux-Grès-Rouge de Langwell Forest, on aborde les intrusions granitiques, la limite des affleurements de Dévonien devient extrêmement sinueuse et festonnée en plan, trahissant ainsi une exhumation imparfaite d'un socle qui émerge lentement et progressivement de sa couverture. Le contraste avec la bordure très redressée dans les quartzites, au Sud du synclinal de Vieux-Grès-Rouge, est éclatant *(fig. 159 et 160)*. Généralement, le contact entre granite et le grès passe inaperçu dans la topographie, car les deux formations ont été retouchées par un aplanissement tertiaire (la surface écossaise ou le niveau pliocène la plupart du temps) et recouvertes par un manteau de tourbe. Mais on ne saurait mettre en doute l'origine ancienne de ces plateaux très monotones, même si l'on admet que leur allure calme traduit plus l'existence d'une surface polygénique que celle d'une authentique surface infradévonienne simplement exhumée. Ce changement morphologique est lié doublement à la présence du granite. Par leur sensibilité aux phénomènes d'altération (p. 254), les « Vieux-Granites » du Caithness ont permis aux reliefs sculptés dans leur masse d'atteindre dès le Dévonien un stade de maturité très avancé. En outre, cette décomposition était plus apte à fournir des débris fins arénacés que des fragments grossiers, donc à constituer une couverture relativement meuble. En d'autres termes, les granites altérables ont créé eux-mêmes les conditions propres à la réalisation de leur large exhumation future. Voilà pourquoi toute la partie ouest du Caithness possède, grâce aux larges affleurements de « Vieux-Granite », un type de contact simple, où de vastes plateaux dérivent d'une surface prédévonienne étonnamment régulière. Quand le gneiss reprend sa place sur la côte nord, la topographie qui sort de dessous le Vieux-Grès-Rouge redevient précisément inégale.

L'examen des conglomérats dévoniens qui bordent les intrusions de « Vieux-Granite » ne fait que confirmer l'altération ancienne des éléments granitiques. Le fait a déjà été signalé plus haut pour les roches de Mound Rock. On le retrouve à Langwell Forest. Une carrière située au Nord-Est de Braemore montre côte à côte, noyés dans un ciment gréseux : des cailloux subanguleux ou mal roulés de gneiss, quelques morceaux de micaschistes anguleux parce que recassés dans le transport, de petits fragments anguleux de quartzite et une proportion étonnamment faible (compte tenu des vastes affleurements situés en arrière) de gros galets de granite arrondis et plus ou moins pourris par une décomposition qui se poursuit de nos jours. La sous-représentation flagrante du granite dans le matériel provient de la désagrégation poussée, génératrice d'arène mais non de débris grossiers. Les gros feldspaths et les quelques amas de quartz contenus dans le ciment le prouvent, car ils sont caractéristiques de la roche en place à proximité.

Avec les « newer-granites » calédoniens, c'est-à-dire le long du massif d'Helmsdale, le contact prend un aspect sensiblement différent. Ce type de granite est — nous le verrons — moins décomposable que le précédent et fournit davantage de conglomérats qui sont d'une dureté voisine de celle du socle. Aussi les deux formations peuvent elles être tronquées par un même aplanissement : au Nord-Ouest de Lothbeg par exemple, la surface écossaise recoupe à la fois le granite et les séries grossières de base du Vieux-Grès-Rouge, créant ainsi un passage de plain-pied du socle à la couverture et expliquant l'inadaptation du Glen Loth. Mais plus en amont une dépression périphérique d'apparence classique marque le contact. Il est vrai qu'elle ne dure guère et que dans le Glen Loth supérieur, la dépression se trouve reportée en arrière dans les grès, tandis qu'une mince bande de conglomérats reste solidaire d'un socle qu'elle protège; le granite à faciès périphérique plus altérable ayant tendance parfois a être défoncé *(fig. 158)*. En dépit de cette lègère dégradation, la longue montée rectili-

gne et simple qui conduit au B. Mhealaich doit être dérivée dans l'ensemble de la surface infradévonienne. Le plan d'érosion est aussi régulier que dans les granites de Langwell Forest, mais à la différence de ce dernier secteur, il a été fortement gauchi par un mouvement en dôme, comme le prouvent les déformations des séries gréseuses au voisinage. Une descente symétrique, mais un peu moins rapide, s'observe sur le flanc oriental du massif d'Helmsdale. Si dans les deux cas, les larges éléments de surface infradévonienne bombée sont encore si bien conservés, c'est que l'exhumation est récente : vers Ousdale à l'Est, le niveau pliocène en est responsable, dans le Glen Loth des reprises d'érosion ultérieures continuent de mettre en valeur le contact. Naturellement au cœur du massif granitique d'Helmsdale, il est vain de vouloir rechercher des traces de l'ancienne surface parce qu'il y a eu recoupement général par les aplanissements tertiaires et notamment par la surface intermédiaire.

Les caractères d'ensemble.

Des quelques analyses qui précèdent, il ressort en premier lieu que la topographie infradévonienne nous donne assez rarement l'image d'une véritable surface d'érosion, sauf en bordure des socles granitiques où elle a atteint, au moment de sa fossilisation par une couverture détritique fine essentiellement arénacée, une maturité avancée, en raison de la sensibilité des granites à la désagrégation. Dans les gneiss moiniens, et *a fortiori* dans les quartzites, elle garde le plus souvent les traits de sa topographie inégale d'origine, accidentée par des creux et des bosses aux pentes vigoureuses. Cette variété d'aspect suivant les lieux n'est pas sans rappeler celle que P. Flatrès a signalée en Irlande pour la même surface [143 et 144]. Elle se retrouve à l'échelle de l'Europe occidentale pour la surface prétriasique [A. Guilcher 188].

Mais à la différence de cette dernière surface, la topographie prédévonienne ne joue qu'un rôle assez restreint dans le paysage. La carte qui en a été dressée pour l'Ecosse du Nord (carte hors-texte V) ne comprend pas seulement d'authentiques éléments de surface exhumée mais également tous les éléments dérivés. Elle est donc l'expression cartographique du rôle de l'ancienne topographie dans le modelé actuel, mais prise dans son extension la plus large. Si la superficie totale reste malgré tout si réduite, c'est que le socle sortant de dessous le Vieux-Grès-Rouge a trop souvent une inclinaison forte : déjà irrégulier à l'origine, il a été encore par la suite redressé par des mouvements posthumes de la fin de l'orogénie calédonienne, par des déformations hercyniennes ou même plus tardives. Nombreux sont donc les éléments de surface prédévonienne qui n'ayant pu de ce fait échapper au recoupement par les aplanissements tertiaires, se trouvent ainsi confinés dans un rôle secondaire qui ne dépasse guère le cadre de la morphologie des versants. La surface qui entoure le massif granitique d'Helmsdale à la base du Vieux-Grès-Rouge, par exemple, n'a pas l'extension qu'on attendrait d'une topographie aussi régulière parce que le bombement accusé du secteur se prêtait bien à un nivellement ultérieur, responsable du volume tronqué actuel. Il faut aller jusqu'au centre du Caithness, zone de calme tectonique, riche de surcroît en affleurements granitiques, pour trouver une part plus grande du modelé qui soit hérité de l'ancienne surface. Encore convient-il de noter que là aussi, c'est presque toujours d'une surface polygénique qu'il s'agit.

Longitudinalement, la région côtière orientale peut être assimilée, jusqu'au Caithness méridional inclus, à une longue gouttière d'orientation SW-NE, occupée par le Vieux-Grès-Rouge et rétrécie aux deux extrémités. Elle n'est pas centrée sur le Grand Glen mais décalée au Nord-Ouest de cette grande ligne de faille indépendante qui a sans doute rejoué au Tertiaire. Au Sud du Dornoch Firth, l'axe est figuré par le Cromarty Firth, la bordure orientale par l'alignement de collines de socle qui encadre le détroit de Cromarty. Au Nord, l'axe devient oblique par rapport à la direction de la tectonique tertiaire que représente en gros le tracé du rivage. Dans l'ensemble, les dislocations tardives qui appartiennent au faisceau de failles bordières de la Mer du Nord, n'ont pas été suffisamment nombreuses et violentes pour avoir fait disparaître les traits morpho-structuraux plus anciens. On ne saurait à cette occasion manquer de souligner la concordance tout à fait remarquable entre deux séries de faits :

1) le plongement rapide du socle sous les sédiments détritiques de bordure de la gouttière, Aux deux extrémités, nord et sud, où une restitution de la topographie infradévonienne offre assez peu de difficultés, des pentes de l'ordre de 400 m sur 10 km (40 $^{0}/_{00}$) ne sont pas exceptionnelles. Comme l'épaisseur totale du Vieux-Grès-Rouge n'excède guère 3 000 à 3 500 m dans la région (chapitre II), il faut bien admettre que la gouttière en question est souvent délimitée par un accident tectonique du type flexure. En certains endroits, entre le Dornoch Firth et le Strath Conon, c'est même une véritable faille longitudinale à faible rejet qui sert de limite occidentale.

2) Les plis et les ondulations qui affectent les séries dévoniennes sont étroitement conditionnés par le dessin des bordures du socle. L'étude des pendages le montre (v. p. 72) : à la fois par leur valeur qui est maximale dans les zones marginales, et par leur direction qui est parallèle en gros à celle des limites d'affleurements, ils sont tributaires d'un moule qui a rejoué suivant un vieux canevas. Ainsi le synclinal de l'arrière-

pays de Brora est-il installé au cœur de la gouttière de Vieux-Grès-Rouge. Celui de Langwell Forest, un peu plus au Nord, est calé entre les crêtes de quartzites dont l'emplacement a été fixé par les plissements calédoniens.

La longue gouttière qui s'étire du Loch Ness au Caithness ne peut donc pas être considérée simplement comme un creux résiduel de socle rempli de Dévonien détritique. A cette notion de gouttière morte fossilisée, il vaut mieux substituer celle de « cuvette active » ou « mobile », où les rejeux du socle doivent être rendus responsables aussi bien des déformations imprimées à la couverture, que des limites tranchées imposées à l'érosion des sédiments. Seul l'appendice méridional de Vieux-Grès-Rouge de The Aird qui reste logé dans une grande poche de gneiss d'orientation méridienne située à l'écart et qui n'a pas pris d'allure synclinale, semble faire exception.

Que le tracé des limites occidentale et orientale du Dévonien soit peu festonné ne doit donc pas nous étonner, puisqu'il s'appuie sur une flexure marginale ou sur une faille bordière. Les véritables buttes-témoins sont rares. En effet, les volumes isolés de grès et de conglomérats qu'on rencontre à grande distance, au centre du Mainland, ne constituent que des vestiges de la couverture détritique conservés dans les fossés d'angle de faille ou accrochés sur les bords de bassins indépendants au relief inégal.

Au total, la tectonique ancienne a donc exercé une influence capitale sur la nature du contact entre le socle et le Vieux-Grès-Rouge et par conséquent sur les types morphologiques qui en dérivent. C'est elle qui rend compte en grande partie de l'extension limitée de la surface infradévonienne dans le paysage de l'intérieur et de son allure souvent basculée.

En définitive, le socle a réagi doublement sur la couverture de Vieux-Grès-Rouge :

— en commandant, par sa topographie et sa pétrographie, les faciès sédimentaires de bordure;

— en imprimant, par ses mouvements tardifs, des déformations de style souple ou cassant suivant les lieux.

Ces caractères structuraux font sentir leur effet durable jusque dans la morphologie actuelle, mais de manière purement indirecte.

Comme les cours d'eau tributaires de la Mer du Nord se dirigent pour la plupart vers l'Est ou le Sud-Est suivant un tracé orthogonal à la gouttière de Vieux-Grès-Rouge, il est indispensable d'examiner attentivement les inégalités transversales de la surface de base du Dévonien, si l'on veut saisir pleinement l'allure du canevas qui s'est imposé à l'évolution morphologique. Dans les variations transversales d'altitude du socle, se retrouve l'action conjuguée des irrégularités originelles de la topographie infradévonienne et des déformations tectoniques ultérieures.

Au Sud du Strath of Kildonan, peuvent être repérés plusieurs ensellements transversaux très prononcés qui font descendre le socle au voisinage du niveau de la mer ou même en dessous (carte hors-texte V). Certains de ces creux ont servi de cadre aux mouvements de couverture de l'orogénie fini-calédonienne ou hercynienne. Ainsi la cuvette où convergent les vallées inférieures du Strath Conon et du Glen Orrin, au Sud-Ouest du Cromarty Firth, a imposé au synclinal du Loch Ussie une terminaison périclinale très caractéristique. Mais cette relation n'existe pas toujours. Un des creux transversaux les plus marqués, celui du Loch Brora, ne se marque nullement dans les pendages et doit être considéré comme une vallée prédévonienne simplement fossilisée. De façon analogue, la faille transversale du Loch Morie semble indépendante du petit bassin de Boath.

Il est assez remarquable qu'aux principaux de ces ensellements correspondent précisément des concentrations hydrographiques importantes. Parmi elles, retenons celle de la riv. Brora, du Dornoch Firth, des riv. Conon et Orrin. L'Alness River, quant à elle, est adaptée à la faille du Loch Morie plus qu'au creux du Boath. Grâce à leur tracé transversal, de profondes dépressions prédévoniennes ont donc été mises à profit par les grands axes du réseau hydrographique orientés suivant le sens général de la pente du bloc nord-écossais. Cette pérennité de l'insertion spatiale des vallées rappelle d'assez près celle du Strath Vaich (chapitre VII). Les cuvettes de socle disposées perpendiculairement sont loin d'avoir été aussi bien exploitées. Le bassin de Vieux-Grès-Rouge de The Aird, par exemple, n'a malgré sa taille pourtant respectable, donné lieu qu'à la concentration hydrographique assez secondaire du Glen Convinth.

Parmi les inégalités transversales, il faut réserver une place spéciale à l'aire de surélévation du secteur d'Helmsdale, car elle ne peut, à la différence des dépressions bien localisées dont il vient d'être question, s'expliquer uniquement par de simples irrégularités de la surface infradévonienne. Entre la gouttière du Sutherland oriental et l'étroit sillon du Caithness méridional, la continuité des affleurements de Vieux-Grès-Rouge est rompue par un large dos de socle. Cependant quelques buttes permettent de rétablir l'ancienne jonction entre les deux unités et notamment le chapeau de brèches très résistantes qui coiffe la crête du B. Dubhain. Grâce à ce jalon perché de topographie infradévonienne conservé dans les quartzites vers 350 m d'altitude, on peut déceler au passage du Strath of Kildonan l'existence d'un creux prononcé du socle en rapport avec la lithologie, puisqu'à proximité immédiate le gneiss descend à 75 m sous le Vieux-Grès-Rouge du versant sud de la vallée. Cette inégalité marquée dont a bénéficié la partie moyenne de la riv. Helmsdale, ne saurait toutefois rendre compte de la disparition de la couverture de Vieux-Grès-Rouge dans les environs. Les sédiments dévoniens, en effet, présentent sur le pourtour un curieux arrangement adapté au dessin semi-elliptique du

massif granitique d'Helmsdale : ils sont disposés à la manière d'une enveloppe périphérique ne pénétrant que très timidement sur les étendues de granite qui affleurent dans la fenêtre centrale. Pourtant les conglomérats de base du Vieux-Grès-Rouge dérivent du granite et montrent que la mise en place du batholite est certainement antérieure au dépôt de la couverture. Or les séries dévoniennes apparaissent redressées au voisinage du massif granitique, et les vestiges de surface infradévonienne pour leur part sont gauchis (v. plus haut). Il est donc indispensable de faire appel à la tectonique pour comprendre cette vaste surélévation transversale du socle aux confins du Caithness. Centré sur l'emplacement du batholite calédonien de « newer granite », un mouvement tardif d'exhaussement a porté le socle du secteur à une altitude élevée, provoquant ainsi le dégagement de la couverture détritique et même le recoupement de la topographie infradévonienne par les aplanissements tertiaires. Comme en témoigne la grande faille tertiaire qui borde le littoral d'Helmsdale, les mouvements se sont poursuivis fort tard, en prenant, il est vrai, un autre style tectonique, cassant cette fois. La tendance positive du secteur est en tout cas très persistante, puisque déjà les plissements calédoniens qui affectent les terrains moiniens au voisinage sont moulés sur la couronne de gneiss du massif granitique.

L'étude de la surface infradévonienne nous a fourni, en définitive, les éléments essentiels nécessaires à la compréhension du canevas structural qui a commandé l'évolution morphologique de la région. L'allure « gaufrée » de la topographie du socle à la base du Vieux-Grès-Rouge, résulte de l'entrecroisement d'une longue gouttière accusée dans le sens longitudinal avec des accidents transversaux d'ampleur variable. Dans ce dispositif orthogonal, l'analyse a montré la part qui revenait aux inégalités du relief prédévonien (qu'elles soient d'origine lithologique ou hydrographique) et aux déformations postérieures.

b. Les types régionaux d'organisation morphologique

L'unité que confère à la bordure nord-ouest du Moray Firth la présence d'une couverture de Vieux-Grès-Rouge ne doit pas nous faire perdre de vue les oppositions régionales héritées à la fois de traits structuraux anciens et d'une réorganisation tectonique datant du Secondaire et du Tertiaire. A cet égard, le secteur compris entre le Dornoch Firth et le Loch Fleet forme une charnière : un peu au Sud du 58e parallèle, nous retrouvons donc une coupure, qui, sans être aussi fondamentale que dans le centre du Mainland ou dans la région côtière nord-occidentale, n'en est pas moins assez importante.

Au Sud du Dornoch Firth, l'arrangement structural est simple. Un grand fossé rempli de Vieux-Grès-Rouge, large d'une vingtaine de kilomètres, est limité de chaque côté par la bordure redressée du socle gneissique : au Nord-Ouest par une flexure et surtout par une série de failles longitudinales en échelon, au Sud-Est par une flexure. Mais de ce côté, le prolongement du grand décrochement horizontal du Glen More recoupe socle et sédiments suivant une direction parallèle à celle de l'axe du bassin. Le fossé a fonctionné comme zone de subsidence au moins jusqu'au Dévonien supérieur, car il conserve les couches gréseuses de cette époque dans sa partie nord. Aussi, les séries dévoniennes y atteignent-elles une épaisseur de plusieurs milliers de mètres et les faciès fins forment une part importante du volume total. Ces deux caractères expliquent la régularité des plis et des ondulations de couverture à l'intérieur du bassin. A partir du Secondaire, le secteur a été gagné par la tendance positive qui caractérisait le Sud du Mainland et s'est montré solidaire du socle de l'arrière-pays. Il y a là un renversement qui rend compte de l'absence de tout sédiment mésozoïque, du dégagement du socle de part et d'autre du détroit de Cromarty et qui permet de classer le bassin parmi les fossés résiduels. Dans ces conditions les formes structurales ne peuvent traduire que l'exploitation des contrastes limités entre le socle gneissique et les séries détritiques de base, et surtout la mise en valeur des plissements internes quand la lithologie des sédiments dévoniens s'y prête.

Au Nord du Loch Fleet, la gouttière de Vieux-Grès-Rouge devient plus étriquée et plus discontinue et son rôle morphologique diminue dans l'ensemble régional. En revanche, le socle est nettement plus hétérogène qu'au Sud : non seulement les terrains moiniens sont plus variés, mais la grande intrusion granitique qui les perce a réagi de façon autonome aux efforts fini-calédoniens et hercyniens. En outre, au canevas ancien, s'est superposé, dès le Secondaire, un dispositif structural nouveau, indépendant du précédent et légèrement oblique qui a mis en contact les sédiments secondaires du fossé de la Mer du Nord et le socle en grande partie débarassé de sa couverture primaire. Bien entendu, les combinaisons morphologiques de ce secteur sont plus nombreuses et plus riches.

Le secteur méridional.

C'est *au Sud de la latitude du Beauly Firth* que les caractères de fossé résiduel sont les plus accusés. La couverture de Vieux-Grès-Rouge a en grande partie disparu et le gneiss affleure largement. De l'extrémité méridionale du bassin sédimentaire, il ne reste plus que les volumes essentiellement grossiers — brèches et poudingues — des séries détritiques de base logés dans les creux du socle.

En général, ces conglomérats dévoniens ont une résistance supérieure à celle du gneiss moinien qui les encadre. Aussi les deux formations ont-elles été tronquées par un aplanissement qui s'est étendu à la quasi-totalité du secteur : la surface intermédiaire. Au Nord du Glen Urquhart, on voit distinctement les témoins passer indifféremment du socle aux sédiments *(fig. 154)*. Au Sud, dans Balmacaan Forest, quelques reliefs résiduels ont cependant échappé au nivellement d'ensemble. Parmi eux, le plus vigoureux est le Mealfuarvonie, imposant éperon allongé, sculpté dans le Vieux-Grès-Rouge, qui domine par des grandioses escarpements de ligne de faille les plateaux d'érosion des environs. Ces formes de relief d'inversion rappellent d'assez près celles des montagnes isolées de Vieux-Grès-Rouge du centre du Mainland, mais l'épaisseur des sédiments est ici nettement supérieure.

Fig. 154. — ***Coupe à travers les plateaux situés à l'Ouest du Loch Ness.***
Les conglomérats dévoniens de l'extrémité méridionale de The Aird reposent dans une ample cuvette du socle gneissique moinien.

La surface écossaise a également nivelé conjointement le socle et la couverture par endroits, au Sud-Est de The Aird par exemple, mais elle est loin d'avoir la valeur d'aplanissement général qu'avait eu la surface intermédiaire. Au Nord du Glen Urquhart, où elle est la mieux représentée, elle respecte le plus souvent les volumes conglomératiques de bordure, en soulignant par son knick caractéristique le contact entre les plateaux de gneiss et la guirlande de buttes dont le sommet plat est hérité de la surface intermédiaire *(fig. 154)*. Mais cette inversion de relief se limite à l'étroite frange marginale qui jalonne l'extrémité sud-ouest de la gouttière de The Aird, depuis la tête du Glen Convinth jusqu'à la vallée de la riv. Beauly. Dans l'axe de ce grand creux de socle rempli de Vieux-Grès-Rouge, les matériaux sont beaucoup moins bien consolidés et le long des cours d'eau qui exploitent la lithologie plus favorable, l'aplanissement écossais a été entièrement défoncé. Seuls quelques vestiges du niveau pliocène subsistent sur les interfluves. Si les versants du Glen Convinth sont évasés, cela ne tient pas seulement au manteau de moraine de fond mais aussi aux pentes douces préglaciaires taillées dans les conglomérats peu cohérents au ciment mal soudé, aux cailloux brisés qui s'effritent. Les brèches grossières de bordure visibles sur les reliefs du pourtour ou même dans la gorge de la riv. Beauly sont nettement plus résistantes.

Il ne faudrait cependant pas exagérer la portée de cette adaptation du Glen Convinth et de son affluent le Bruiach Burn à la fosse résiduelle de Vieux-Grès-Rouge. Les traits majeurs du relief du secteur sont indépendants des affleurements de Dévonien. Dans un modelé fait essentiellement de plateaux, les grandes coupures sont données en premier lieu par de longues et profondes dépressions d'origine tectonique orientées parallèlement du Sud-Est au Nord-Est; en second lieu par de grandes vallées dirigées d'Ouest en Est, suivant un tracé général inadapté.

Le Strath Glass est très représentatif de la première catégorie. Il a été décrit plus haut (p. 330). La vallée rectiligne de l'Allt Mòr à l'Est de The Aird suit également un accident qui appartient vraisemblablement à ce système des décrochements latéraux du Grand Glen. La faille a servi de limite à l'extension de la surface écossaise vers l'Est, de telle sorte que la vallée est encadrée par des éléments de plateau d'érosion d'âge différent et d'inégale altitude dans un matériel pourtant homogène de gneiss.

Mais c'est évidemment le Glen More, avec sa cuvette allongée du Loch Ness, qui répond le plus parfaitement à l'idée qu'on peut se faire de ces dépressions tectoniques. Il constitue sans conteste le plus bel exemple de vallée de ligne de faille de toute l'Ecosse et même de Grande-Bretagne, en raison de l'ampleur et de la continuité de l'accident qui lui a donné naissance. En dépit des apparences structurales — un socle gneissique percé d'intrusions granitiques et recouvert partiellement de Vieux-Grès-Rouge est présent de part et d'autre — les bordures de la vallée du Loch Ness ne sont pas symétriques. En effet, l'important déplacement sénestre opéré le long de la faille à décrochement horizontal a imprimé à la structure des traits durables qui se répercutent dans la morphologie. Les sédiments dévoniens qui subsistent de chaque côté ne sont pas comparables : au Nord-Ouest, ce sont des volumes résiduels d'importance limitée et de faciès souvent grossier qui ont bien conservé, avec le gneiss, les plateaux d'érosion du milieu du Tertiaire; par contre au Sud-Est, dominent d'épaisses séries gréseuses fines où les aplanissements récents notamment le niveau pliocène, ont pris un très large développement. La longue croupe de Drummossie Muir dont le sommet parfaitement régulier se suit sur plus de 20 km, n'a pas d'équivalent à l'Ouest du Loch Ness. Il faut aller jusqu'à Black Isle, dans un ample synclinal gréseux, pour retrouver semblable forme. Quant aux granites situés de part et d'autre de la dépression lacustre, ils sont

profondément différents. Celui du Creag Dhearg qui borde le Loch Ness au Nord-Ouest est une roche à grain fin, rose foncé ou rougeâtre, peu poreuse, très pauvre en éléments ferro-magnésiens et dans l'ensemble fort peu altérable. Affaiblie par sa texture cataclastique et par les nombreuses fissures qui la traversent, elle ne se différencie pratiquement pas du gneiss moinien sur le plateau d'érosion du Càrn a Bhodaich en arrière. Ce n'est que sur les versants de la vallée qu'apparaissent des nuances : le gneiss s'accompagne de pentes massives rectilignes ou même un peu convexes, tandis que dans le granite une véritable corniche bordée d'éboulis a fait naître un profil concave. Cette opposition est à mettre au compte de la macro-fisuration d'origine tectonique. Le granite plus divisé que le gneiss — les médianes de la densité des fissures au mètre sont respectivement de 20 et de 14-15 — s'est montré plus sensible au gel et a davantage reculé au Quaternaire froid. L'intrusion granitique de Foyers (1) située au Sud-Est du Loch Ness est loin d'avoir la résistance et l'homogénéité pétrographique de celle du Creag Dhearg. D'après D. Mould, elle comprend un cœur de granite à biotite, à grain moyen, enveloppé par deux auréoles de roches à gros grain; la plus interne étant formée de granodiorite, la plus externe de tonalite [319]. Le dispositif offre donc une étroite similitude avec celui de l'intrusion du Morvern-Strontian. Ces ressemblances qui constituent un argument de poids en faveur de l'hypothèse d'un grand déplacement horizontal avancée par Kennedy [244] ne se limitent pas à la structure; elles se retrouvent dans la morphologie. Là aussi la couronne externe de tonalite à gros grain, très riche en mica noir, est nettement en creux par rapport au granite. Les granodiorites sont nivelées avec le gneiss à basse altitude. Quant aux granites proprement dits, ils peuvent dominer localement ou faire partie de plateaux d'érosion plus élevés. Pareil classement se confirme à l'examen des cailloux compris dans la moraine ou même dans les conglomérats dévoniens du voisinage (ex. : Inverfarigaig).

La diversité lithologique des bordures du Glen More qui se reflète encore dans la dissymétrie des plateaux encadrant le Loch Ness, ne joue qu'un rôle très atténué sur les versants de la vallée en raison du broyage intense qui a affecté toutes les roches. Certes les différents matériaux n'ont pas réagi exactement de la même manière aux efforts tectoniques : les granites sont découpés en fragments anguleux à peu près équidimensionnels par de nombreuses fissures entrecroisées, les gneiss sont plus ou moins divisés suivant leur fissilité originelle, les grès peuvent être massifs et relativement peu diaclasés (médiane = 9, vers Bunloit) ou au contraire extrêmement haché en lamelles et en écailles (Achnalhannet, médiane $\simeq 20$). Il reste néanmoins que les déplacements considérables effectués le long de la grande faille ont amené une homogénéisation de la résistance du matériel et créé du même coup les conditions propres à la réalisation d'une vallée bien calibrée, aux versants raides rectilignes et alignés. Grâce à la décomposition qui s'est emparée des roches brisées et donc grâce à la mise en valeur des diaclases virtuelles, on peut évaluer assez correctement la largeur de la zone de broyage. L'analyse de nombreuses coupes de part et d'autre du Loch Ness montre que l'estimation la plus raisonnable se place entre deux et trois kilomètres suivant les lieux : valeur considérable qui doit pouvoir s'expliquer par les mouvements répétés d'une ampleur totale très importante que Kennedy a mis en lumière dans son analyse [244]. Sans doute, comme le pense A. Cailleux, existe-t-il un rapport entre l'épaisseur de la zone broyée et l'amplitude du rejet horizontal ou vertical (2) [81]. Toutefois dans cette auge bien calibrée que constitue la vallée du Loch Ness, il convient de remarquer dès maintenant que le gabarit est inférieur à la largeur de la zone de broyage, ce qui implique un dégagement imparfait des roches mylonitisées des versants par la glace (v. plus loin, p. 503).

A côté des grandes vallées de ligne de faille, existent d'importants axes hydrographiques orientés transversalement d'Ouest en Est, suivant un tracé assez mal adapté à la structure. Le cas de la riv. Beauly est caractéristique : au lieu de suivre le contact du socle avec la couverture de Vieux-Grès-Rouge, ou d'emprunter le cœur de la dépression dévonienne de The Aird fait de conglomérats mal consolidés, la riv. Beauly s'encaisse dans les brèches résistantes de bordure en creusant une gorge spectaculaire. Le Glen Urquhart pour sa part, entaille le socle gneissique, sans se laisser guider par la voie aisée et déprimée qu'ouvre à proximité le Glen Convinth dans les grès. A l'aval, il recoupe avec indifférence la terminaison d'un bassin de Vieux-Grès-Rouge pour déboucher dans le Loch Ness à la limite du socle. Ces axes inadaptés n'ont pu s'établir qu'avant la mise en valeur des affleurements de grès au cœur des bassins de Dévonien et notamment de celui de The Aird. L'aplanissement qui a précédé cette exploitation est encore largement représenté sur les plateaux : c'est la surface intermédiaire, à partir de laquelle s'est faite la surimposition d'ensemble des cours d'eau coulant vers l'Est. La surface écossaise qui borde encore mainte vallée encaissée a inauguré un début bien imparfait d'adaptation en épargnant certains volumes de conglomérats.

Avec la reprise d'érosion qui a suivi l'élaboration de cet aplanissement, les axes longitudinaux du drainage avantagés par l'exploitation des grandes lignes de faille, devaient nécessairement rencontrer des conditions plus favorables à leur creusement que les axes transversaux surimposés. C'est sans doute pour cette raison que le Glen Urquhart s'est trouvé privé de la partie amont de son bassin (Glen Cannich) au profit du Strath Glass. Pour comprendre cette capture qui a été signalée depuis longtemps, il est inutile de faire appel, comme

(1) Il vaudrait mieux la dénommer « granite du Strath Errick » car Foyers est entouré par des affleurements de Vieux-Grès-Rouge.

(2) Le rejet horizontal de la faille du Glen More a été estimé, rappelons-le, d'après Kennedy à plus de 100 km.

le pensait L.W. Hinxman, à une dénudation inégale de la couverture de Vieux-Grès-Rouge [211], car cette exhumation du socle était déjà réalisée à peu près dans les proportions actuelles, au moment où se façonnait la surface écossaise. La présence de la grande ligne de faille suffit. Le Glen Urquhart débute tout près du Strath Glass et dans le prolongement direct du Glen Cannich, par un vallon très évasé dépourvu d'axe hydrographique de tête. La position de ce seuil de partage perché à 150 m au-dessus du Strath Glass, la taille modeste qu'avait la langue de glacier d'Urquhart interdisent de voir dans la capture le simple effet d'une diffluence glaciaire. Mais si l'événement est vraisemblablement préglaciaire, il ne faut pas pour autant, lui assigner une date très ancienne. On ne manquera pas, en effet, de remarquer que le niveau pliocène qui accompagne fidèlement le Strath Glass dans sa partie amont, quitte assez brusquement cette vallée juste après la confluence du Glen Cannich pour suivre le Glen Urquhart.

Certaines modifications moins importantes du tracé des cours d'eau datent d'une époque plus tardive. Ainsi dans sa portion avale, la riv. Beauly, avant de creuser les gorges en arc de cercle visibles aujourd'hui, a d'abord suivi un chemin plus direct, orienté du SW au NE. Cette ancienne voie, suivie par le ruisseau de Lonbuie, est encore jalonnée par les banquettes régulières et doucement inclinées du niveau pliocène que beurre un manteau morainique presque continu. On ne saurait toutefois considérer le creusement des gorges dans les conglomérats de bordure du Vieux-Grès-Rouge comme entièrement postglaciaire. La plus grande partie appartient au contraire aux épisodes terminaux de la glaciation et doit être mis au compte des eaux de fonte du glacier de Beauly, bien alimenté par la glace venue des régions montagneuses situées en arrière. Cette interprétation s'appuie sur les constatations suivantes faites le long de la vallée encaissée entre Eskadale Ho et Ballachrask :

1) En plusieurs endroits à l'aval des sections en gorge, notamment à Kilmorack et à l'Est de Cluanie, un remplissage morainique descend très bas vers l'axe de la rivière. A Kilmorack, il accompagne même le versant nord jusqu'à 4 m du lit seulement. Les éléments des cours incisés en gorge raccordent donc des bassins déjà profondément creusés avant la fin de la glaciation.

2) Les parois raides des gorges, hautes de plusieurs dizaines de mètres par endroits, ne conduisent pas au lit actuel mais à une banquette rocheuse parfaitement nette, trouée par de grosses marmites, mais perchée de 2 à 4 m au-dessus du niveau des eaux.

3) Ces éléments rocheux se prolongent dans les endroits moins resserrés par des terrasses de matériaux sableux mal lités d'origine fluvio-glaciaire qui passent latéralement au placage morainique des versants. Leur altitude (40-50 m) les met nettement au-dessus des plus hautes plages soulevées de la région.

4) Vers Eileanaigas, s'observe une topographie caractéristique de « gorges diffluentes » et de chenaux encaissés dont certains sont morts.

Il n'est pas sans intérêt de signaler qu'au débouché sur la plaine littorale, les longues coupes fraîches des gravières et sablières de Balblair, permettent de voir le raccord entre un grand cône fluvio-glaciaire aplati de la riv. Beauly et la plage soulevée supérieure. Cette dernière a son matériel habituel de gros galets bien arrondis disposés à plat et intercalés avec des lits sableux. La sédimentation fluvio-glaciaire a des caractères nettement deltaïques, avec des couches de galets peu inclinées (2° environ) surmontant les lits de sable et plus rarement de cailloux plaqués les uns sur les autres suivant un angle compris entre 12 et 20°. L'abondance des accumulations implique évidemment en amont un important travail des eaux de fonte. Mais il est à remarquer que dans le volume total le sable l'emporte très largement sur les galets. Le creusement s'est sans doute fait pour une bonne part aux dépens d'une moraine sableuse par lavage, car la brèche dévonienne de bordure est en général cohérente et pauvre en ciment. En outre, la présence de la plage soulevée jusqu'au fond du Beauly Firth n'est pas dépourvue de signification, car elle montre que certains glaciers, sans être très en retrait puisqu'ils fournissaient d'abondantes eaux de fonte, avaient néanmoins déjà abandonné la partie inférieure de leur vallée à cette époque.

Les inégalités du surcreusement glaciaire sont très révélatrices de l'importance respective des divers organismes, mais aussi des conditions dans lesquelles s'opérait le travail. Ainsi le glacier de Beauly, pourtant bien alimenté, n'a créé dans sa partie inférieure, qu'un ombilic assez modeste, au passage du détroit de Kessock à travers les conglomérats (profondeur maximale = 35 m). Si l'on tient compte des sondages effectués immédiatement à l'Est, à Inverness, et dont les résultats ne font apparaître la roche en place qu'à 97 m en-dessous du niveau de la mer, on est bien obligé d'admettre avec Ogilvie [324] que la vallée du Beauly Firth, tout ennoyée qu'elle est, reste cependant suspendue au-dessus de l'Inverness Firth (Moray Firth interne) sans doute bien excavé dès le Préglaciaire mais ensuite approfondi par la glace venue du Loch Ness. Cette différence d'efficacité entre le glacier de Beauly et le glacier du Glen More prend tout son sens si l'on ajoute que le fond du Loch Ness descend par endroits en-dessous de 200 m et même en un point à — 230 m, c'est-à-dire à une profondeur supérieure à celle de la Mer du Nord entre la Grande-Bretagne et la fosse norvégienne [J. Horne, L.W. Hinxman, 224]. Une telle opposition ne tient pas seulement à une question d'alimentation, mais également au cadre topographique et structural dans lequel agissaient les glaciers. Le glacier de Beauly s'étalait largement du côté nord sur les étendues plates de Black Isle où il formait avec la glace du Cromarty Firth un glacier alaskien à langues coalescentes. Bien entendu l'élargissement se faisait aux dépens de la puissance érosive. Au contraire, le glacier du

Glen More bénéficiait à la fois d'un bassin resserré entre des montagnes et des plateaux et surtout d'une large zone de broyage d'autant plus facile à exploiter que la décomposition s'était emparée des roches brisées. Jusqu'à l'époque glaciaire s'est donc perpétué le contraste entre les axes longitudinaux et transversaux du drainage.

Si l'auge du Loch Ness est si régulièrement profonde, si bien calibrée et rectiligne, en un mot si schématique, c'est qu'elle épouse la grande zone de broyage accompagnant le décrochement latéral du Glen More. Mais pas plus que dans la partie sud-ouest du Grand Glen (chapitre VII, p. 331) les glaciers n'ont pleinement exploité le potentiel de roches fragmentées que leur offrait la tectonique. En maints endroits, subsistent sur les versants de la vallée des volumes rocheux brisés et décomposés qui n'ont pas été déblayés par la glace. Parmi les exemples les plus significatifs, retenons d'abord sur le versant nord-ouest, celui du pied du Creag Dhearg, où le granite en place apparaît de manière discontinue sur plusieurs kilomètres, cassé en menus morceaux anguleux aux faces brunies par la décomposition. Sur ces roches brisées et altérées épaisses de 5 à 10 m parfois, subsistent des placages de moraine à gros éléments arrondis de gneiss étrangers au secteur, ou encore des poches de head local surmonté d'éboulis tardiglaciaires. Si l'épaisseur des dépôts glaciaires et périglaciaires est quelquefois fonction de l'état de fragmentation du granite, — ce qui suppose une érosion différentielle préalable — il arrive aussi que le versant recoupe obliquement les zones de décomposition, comme si la glace n'avait pas tenu compte des différences prononcées d'ameublissement du matériel. Ce comportement d'apparence étrange peut s'expliquer par le gel de l'eau intersticielle comprise dans les volumes les plus poreux donc les plus divisés, se traduisant par une induration considérable des roches brisées et altérées. Le gneiss est plus inégalement fragmenté que le granite, mais il offre lui aussi de belles coupes de roches fracturées non déblayées par le passage des glaciers : vers Brachla et Tychat notamment. Quant aux grès qui longent le lac au Sud d'Urquhart Bay, ils affleurent pendant des kilomètres, grâce à la tranchée de la route, sous la forme de petits éclats anguleux à arêtes vives, délimités par un entrecroisement dense de fissures. Ces longues coupes sont à la fois spectaculaires et monotones. Dans les variétés de grès fins en dalles, la décomposition peut être très poussée sur 10 à 12 m de haut et davantage. Le versant sud-est du Loch Ness conserve lui aussi d'importantes masses de grès, de conglomérats et de granites broyés, aux environs de Foyers et d'Inverfarigaig en particulier.

Dans tous ces exemples, et quelle que soit la variété pétrographique, la limite de la zone de broyage, jalonnée par des escarpements de roches massives, se situe à plusieurs centaines de mètres en arrière de la bordure du lac. En dépit d'un profond surcreusement, il est clair que le volume de roches cassées par les efforts tectoniques et affaiblies par l'altération consécutive à une intense fragmentation, n'a été que très imparfaitement utilisé par l'érosion glaciaire. Pourtant les glaciers rencontraient dans ce Grand Glen des conditions exceptionnellement favorables. Il faudrait d'ailleurs déduire du volume de la vallée la part qui revient au creusement préglaciaire, si l'on voulait évaluer le cubage emporté par la glace et les eaux de fonte. A en juger par les masses de matériaux sableux et caillouteux à caractère nettement fluvio-glaciaire étalés au Sud d'Inverness, les processus d'érosion et de transport fluvio-glaciaires sont loin d'avoir joué un rôle négligeable dans le total des transformations.

La gouttière de Vieux-Grès-Rouge de la région côtière orientale prend *entre le Beauly Firth et le Loch Fleet* la forme d'un ample bassin au dessin géométrique. Ce grand parallélogramme, long de plus de 50 km, large de 20 km environ, doit à son orientation SW-NE, tributaire des directions tectoniques fondamentales de la région, des limites longitudinales nettes.

Du côté nord-ouest, le bassin a généralement une bordure déprimée par rapport aux montagnes et aux plateaux de socle de l'intérieur, car les failles longitudinales en échelon qui forment limite, mettent le plus souvent en contact le gneiss moinien d'une part et les séries gréseuses du Dévonien moyen nettement moins résistantes d'autre part. Il arrive qu'à la faveur d'un accroissement de dureté du Vieux-Grès-Rouge ou d'un affaiblissement local du socle, la ligne de faille soit nivelée par l'un des aplanisements tertiaires, mais ce nivellement ne change pas fondamentalement la nature topographique de la bordure, puisque les hauteurs de socle sont simplement reportées à quelques kilomètres plus loin. Ainsi au pied du B. Wyvis, l'apparition d'un Vieux-Grès-Rouge conglomératique de résistance équivalente à celle du gneiss a permis à la surface intermédiaire de recouper franchement le plan de discordance séparant socle et sédiments. Plus au Nord, dans la partie supérieure du bassin du Strath Rory, le Dévonien est gréseux, mais le granite qui affleure au voisinage est plus décomposable que le gneiss psammitique ordinaire et la surface écossaise en a profité pour se développer largement dans le secteur en mordant sur le socle et en nivelant la faille de contact. Dans ces deux exemples, les montagnes et éléments de plateaux élevés se retrouvent immédiatement en arrière. Quelquefois cependant, le nivellement tertiaire a été plus étendu et la limite du bassin sédimentaire devient alors beaucoup plus floue. C'est ce qu'on peut observer, par exemple entre le Dornoch Firth et le Loch Fleet, dans le secteur de Clashmore Wood notamment. Le long plan très doucement et très régulièrement incliné du niveau pliocène recoupe à la fois les grès et les gneiss. Sur ces derniers, l'aplanissement s'étend fort loin car il se poursuit par une surface polygénique qui ne fait que reprendre les éléments prédévoniens d'une topographie exceptionnellement calme et basse (sans doute en raison de l'absence de reliefs montagneux en arrière depuis une époque fort reculée). Bien entendu, dans ce cas, la limite du bassin n'est pas perceptible et le passage d'une formation à l'autre se fait de façon insensible.

Néanmoins, il reste que d'ordinaire les aplanissements tertiaires ont plus pour effet de souligner le contact avec le socle que de le niveler, du moins quand les faciès du Dévonien sont gréseux en bordure.

Si le long du socle, le Vieux-Grès-Rouge ne forme généralement pas une barrière, à l'inverse de ce qui s'observe au Sud du Beauly Firth ou au Nord du Loch Fleet, il peut localement se marquer par des reliefs d'inversion, quand les conglomérats de base affleurent, soit à cause d'un rejet insuffisant de la faille bordière, soit plus simplement, en l'absence de toute faille, à cause de la présence des hauts reliefs qui étaient déjà individualisés vers l'intérieur au Dévonien. Le lourd bourrelet du Cùl Mor et du Cùl Beag constitué de brèches souligne ainsi la bordure redressée de la cuvette sédimentaire, où convergent le Glen Orrin et le Strath Conon. L'éperon du Meall an Leathaid joue un rôle analogue pour la petite dépression gréseuse de Boath. Souvent ces buttes conglomératiques ont une forme allongée que leur confère la présence d'une ou plusieurs failles longitudinales. Torr Achilty qui domine le niveau pliocène représenté entre le Strath Conon et Black Water, a déjà été décrite avec sa dissymétrie caractéristique. Le Meall an Tuirc, dont la forme s'insère dans l'histoire cyclique plus ancienne de la surface intermédiaire, appartient néanmoins à la même famille morpho-structurale. La longue et étroite échine de Struie qui domine le Dornoch Firth est certainement la plus représentative du genre. Longue de 2,5 km, large de 200 m seulement, elle est calquée grossièrement sur une bande de conglomérats comprise entre deux failles longitudinales. Le sommet plat qui recoupe en même temps que le Vieux-Grès-Rouge les micaschistes du Moinien, montre la trace d'un aplanissement qui peut être la surface écossaise ou encore la surface intermédiaire à une altitude particulièrement basse. En tout cas, les deux flancs nord-ouest et sud-est sont bordés par un replat non structural doucement incliné (3°), reste du niveau pliocène épargné par la dissection du Dornoch Firth et de ses affluents. Quant à la curieuse butte dissymétrique du Cnoc a' Mhargadaidh qui, non loin du Glen Glass, émerge du plan d'érosion de la surface écossaise, à la manière d'un inselberg, elle traduit la remontée du conglomérat de base par le jeu d'une faille transversale secondaire.

La bordure sud-est du bassin de Vieux-Grès-Rouge du Cromarty est jalonnée par un long alignement de collines sculptées dans les gneiss ou les conglomérats de base. Mais ces reliefs au profil arrondi, au dessin oblong, se distinguent plus ou moins bien des bas plateaux gréseux, qu'ils cernent. Dans Black Isle, les séries dévoniennes très redressées le long du socle ont été nivelées avec lui par l'aplanissement pliocène qui s'étend à la plus grande partie de la presqu'île. Aussi le contact entre les arkoses et le gneiss ou les conglomérats, passe-t-il souvent inaperçu dans le modelé. Au Nord-Ouest de Rosemarkie, un grand plan incliné tronque indifféremment, vers 110-130 m, les deux formations. Les reprises d'érosion, en l'absence de tout cours d'eau longitudinal d'importance, se limitent à quelques vallons évasés. Dans la presqu'île de Nigg, l'érosion différentielle a été plus poussée et malgré les accumulations marines anciennes et actuelles qui bouchent la large dépression longitudinale taillée dans les séries gréseuses, le contact avec le socle est encore bien marqué sur le flanc occidental de Hill of Nigg.

A vrai dire, la netteté de la bordure sud-est vient moins des affleurements de gneiss ou de conglomérats que de la présence le long de la côte d'une grande ligne de faille qui du Sud-Ouest au Nord-Est recoupe les diverses roches à l'emporte-pièce. S'il fait peu de doute que cet accident prolonge, suivant la même direction calédonienne, le grand décrochement latéral du Glen More, il est certain qu'il a rejoué tardivement comme faille normale, puisqu'à deux reprises différentes, de part et d'autre du détroit de Cromarty, s'observent des sédiments jurassiques dénivelés. En d'autres termes, la tectonique tertiaire a repris le canevas ancien en s'adaptant aux lignes de faiblesse existantes, donc en préservant l'intégralité du bassin dévonien. Dans le paysage actuel, la faille se traduit par un remarquable escarpement côtier — il ne mérite le nom de falaise qu'à la base — très rectiligne et presque continu sur 50 km d'Inverness à Tarbat Ness. A l'exception de quelques vallées ennoyées, comme Munlochy Bay et le détroit de Cromarty, l'alignement des pentes raides est excellent. On serait évidemment tenté de voir dans ces caractères morphologiques l'indice d'une fraîcheur des formes consécutive à un rejeu récent, d'interpréter par conséquent l'accident comme un authentique escarpement de faille. En réalité, il est d'autant plus nécessaire de se méfier des apparences que les mouvements tertiaires se sont insérés dans un cadre ancien qu'ils n'ont pas modifié. La distinction entre la part des déplacements fini-calédonien, hercynien et tertiaire s'avère donc extrêmement délicate. Il faut considérer la longue côte rectiligne qui borde le Moray Firth à l'Ouest comme un escarpement de ligne de faille qui a reculé, car : 1) J. Horne et ses collaborateurs notent dans le Mémoire du Geological Survey, que la ligne de broyage correspondant au passage de la faille ne se trouve pas à la base des falaises, mais un peu en avant sur le rivage, aussi bien dans les gneiss devant Rosemarkie que dans les conglomérats entre Kilmuir et Munlochy Bay [225]. Cette disposition implique naturellement un certain recul. 2) Il y a presque toujours entre les roches des deux compartiments un contraste lithologique suffisant pour justifier la mise en valeur correcte de la ligne de faille. Du côté soulevé le matériel est constitué de gneiss, de granitogneiss, de brèches ou encore d'arkoses bréchoïdes, toutes roches bien plus résistantes que les grès et shales du Dévonien moyen, les grès friables du Dévonien supérieur ou les shales, les calcaires gréseux et marneux du Jurassique supérieur qui occupent le compartiment déprimé. Le seul endroit où des affleurements de grès entre Fortrose et Castleton font cesser localement la supériorité lithologique du bloc occidental, s'accompagne justement du rentrant d'Avoch Bay. Du reste, il est significatif que le profil de l'escarpement varie avec les roches. Si l'unité des plateaux d'érosion situés en arrière de la côte est indéniable, l'abrupt-limite du Moray Firth change

d'aspect suivant les lieux : dans les grès d'Avoch, la descente rectiligne est relativement douce, dans les conglomérats qui encadrent Munloch Bay, la pente plus raide prend une allure convexe, enfin quand le socle affleure plus au Nord apparaît un vigoureux escarpement au profil tendu et rigide.

Si le bassin sédimentaire de Cromarty offre une réelle unité morphologique c'est sans aucun doute, en raison de la place que tient dans son paysage le niveau d'érosion pliocène. L'aplanissement qui tronque les ondulations du Vieux-Grès-Rouge, occupe en effet une superficie encore considérable et donne aux bas plateaux du secteur une évidente parenté de formes. Cette ressemblance, on la saisit au premier coup d'œil en observant les longs plans inclinés très réguliers qui descendent lentement (pente comprise entre 1,5° et 2,5°) et progressivement vers le Cromarty Firth et le Beauly Firth sans tenir compte de la structure. Le raccord avec la surface étonnamment calme qui recoupe le synclinal de Black Isle vers 150-180 m d'altitude est tout à fait insensible. Si les caractères du matériel — des grès qui sont cohérents sans être très résistants — peuvent aisément expliquer la perfection dans la réalisation de l'aplanissement, en revanche ils sont impuissants à rendre compte de la très large conservation d'un niveau d'âge récent certes, mais localisé à proximité du niveau de base de la Mer du Nord. Pour comprendre l'importance et la massivité des vestiges de la surface pliocène, il faut faire appel à la faiblesse de la dissection ultérieure. C'est dans Black Isle que s'observent les éléments les plus étendus et les plus parfaits du niveau d'érosion : à Millbuie Forest, par exemple, les pentes *moyennes* peuvent sur plusieurs kilomètres carrés descendre jusqu'à des valeurs inférieures à 1°. Or cette presqu'île est précisément privée de tout axe hydrographique de quelque ampleur par le Cromarty Firth qui a servi de tronc collecteur pour tous les grands cours d'eau de l'arrière-pays.

Les limites du niveau pliocène sont nettes, quand elles s'appuient sur la structure. Ainsi au Sud-Ouest de la basse riv. Conon, on voit parfaitement comment le plan d'érosion qui tronque les grès suivant une pente de 3-4°, se termine brusquement contre le bourrelet des conglomérats bordiers aux flancs raides et convexes; en particulier dans Auchmore Wood au pied du Cnoc Udais, extrémité d'un plateau dont le sommet a gardé de larges traces de la surface écossaise. Quand le matériel est entièrement gréseux, le passage d'un aplanissement à l'autre peut se faire de manière insensible. Au Sud du haut Strath Skiack, par exemple, on serait bien en peine de dire si le plan incliné des Heights of Brae appartient à la surface écossaise bien développée aux alentours à une altitude légèrement supérieure, ou bien au niveau pliocène représenté le long du Strath Peffer un peu en contrebas. Il s'agit en réalité d'un plan de dégradation du premier aplanissement conduisant progressivement au second. Le problème se pose en des termes analogues à Black Isle. La très lourde protubérance du Mount Eagle au centre de la presqu'île dérive probablement de la surface écossaise, mais il serait vain de vouloir rechecher les limites du niveau pliocène aux environs.

Si l'aplanissement pliocène a pris une très large extension dans le bassin de Vieux-Grès-Rouge du Cromarty, il a néanmoins respecté une longue bande du côté ouest, au contact avec les plateaux de l'intérieur, ne pénétrant dans ce domaine qu'en bordure de quelques grandes vallées transversales (Strath Conon, Dornoch Firth). Le fond du bassin sédimentaire n'est donc pas plat vers l'Ouest et grâce à la présence des grandes buttes ou des éléments de plateaux qui l'accidentent, il permet la reconstitution des principales étapes de la mise en valeur de la structure.

Il est certain que le plan de démarrage de l'évolution est fourni par la surface intermédiaire. En effet, cet aplanissement est encore bien conservé sur le sommet des larges buttes qui forment un alignement d'orientation SW-NE en arrière du Cromarty Firth et jusqu'au Dornoch Firth. Cette coïncidence avec la vieille direction calédonienne s'explique par le fait que les fragments de plateau sont des formes d'inversion du relief, installés d'ordinaire au sein d'un vaste synclinal évasé à fond plat et à pendages faibles, où des volumes de grès cohérents et de conglomérats intermédiaires du Dévonien moyen ont pu subsister. En général, ce sont de lourds bastions dont le faîte très calme constitue un bon témoin de la surface intermédiaire. Ils dominent par des pentes rarement escarpées les grès affleurant au cœur de l'anticlinal défoncé de bordure. Ces derniers ont gardé des traces indiscutables de l'aplanissement écossais, sous forme de vestiges à peine incisés par de maigres cours d'eau longitudinaux. Comme les vallées principales, inadaptées à la structure recoupent suivant un tracé NW-SE, quasi perpendiculaire, ces alignements de reliefs qui méritent à peine le nom de formes appalachiennes tant elles sont frustes, il en résulte un dispositif orthogonal tout à fait original.

Pour en obtenir la meilleure illustration, il faut examiner le secteur compris entre le Glen Glass et la riv. Alness. Entre ces deux profondes vallées transversales, se succèdent trois bandes parallèles de relief, orientées du Sud-Ouest au Nord-Est : 1) l'échine dissymétrique des conglomérats de base marque le contact faillé avec le socle; 2) la dépression longitudinale très évasée du Strath Mòr s'est installée dans l'axe d'un anticlinal où affleurent les séries gréseuses. Les éléments de surface écossaise qui s'y observent, n'ont guère été abimés par les deux petits ruisseaux à écoulement opposé qui utilisent ce creux trop large, mais ils sont désormais perchés car ils ont échappé à la fois à la reprise d'érosion préglaciaire et au creusement glaciaire tous deux tributaires des vallées principales; 3) un fragment de plateau synclinal s'est conservé dans les conglomérats intermédiaires du Dévonien moyen, riches en fragments subanguleux de gneiss (v. *fig. 153 :* bord nord-ouest du Cromarty Firth).

Si le sommet a, de toute évidence, été tronqué par la surface intermédiaire, en revanche le bord redressé du Cnoc Céislein semble constituer un relief résiduel. Un dispositif analogue est représenté au Nord-Est de la riv. Alness. Mais cette fois le schéma est un peu plus simple, car les plateaux d'érosion de la surface écossaise qui occupent le creux longitudinal mordent sur la faille-limite, en raison de la disparition des conglomérats de base.

Certaines formes de relief élaborées aux dépens de la même structure ondulée, dans les mêmes roches du Dévonien moyen, n'ont été dégagées que plus tardivement. Elles n'en sont que plus nettes et se rapprochent davantage de l'image classique des crêtes appalachiennes. Le plus bel exemple est sans conteste celui de la longue échine qui cerne par un dessin semi-elliptique très pur le Loch Ussie, à la tête du Cromarty Firth. Calquée sur un étroit affleurement de conglomérats intermédiaires, elle traduit admirablement bien la terminaison périclinale d'un synclinal qui est moulée sur la bordure de la cuvette dévonienne du Strath Conon inférieur. La dissymétrie du profil avec des escarpements vers l'extérieur et des pentes plus douces vers le lac, l'exagération des contrastes du côté nord-ouest où le Vieux-Grès-Rouge est précisément le plus redressé parce que le plus rapproché du socle, sont des caractères morpho-structuraux très schématiques. On ne saurait toutefois assimiler le curieux fragment de plateau du Loch Ussie à un authentique synclinal perché, car il garde les traces d'un aplanissement par le niveau pliocène présent aussi bien sur le gneiss à l'Ouest que dans les grès plus à l'Est dans Black Isle. Seule la crête comprise entre le Cnòc Mòr et le Knock Farril a échappé à ce nivellement tardif presque général. C'est la présence de deux grandes vallées enserrant de très près le bastion en exploitant les bandes gréseuses du pourtour, — le Strath Peffer au Nord, le Strath Conon au Sud — qui a permis la mise en valeur poussée des formes structurales. Dans son creusement la riv. Conon a laissé comme trace d'une étape, un replat bien marqué vers 80 m, au Sud-Est du Loch Ussie.

Pour comprendre l'inadaptation à la structure du tracé transversal d'orientation W-E ou NW-SE des principaux axes hydrographiques, il faut bien entendu faire appel à une surimposition sur la surface intermédiaire, puisque cet aplanissement est le dernier à avoir nivelé l'ensemble du secteur sans égard aux différences lithologiques. Si certains restes des glacis de la surface écossaise se développent de préférence dans les bandes gréseuses longitudinales et montrent déjà ainsi un début d'adaptation aux différences de faciès du Vieux-Grès-Rouge, d'autres jalonnent les emplacements de plusieurs grandes vallées, notamment du Dornoch Firth, du Strath Carron et sans doute de la rivière Alness. Avec les reprises d'érosion linéaire qui ont suivi, les vallées transversales n'ont cessé d'accentuer leur avantage, car elles bénéficiaient non seulement d'une pente relativement forte, mais assez souvent de failles obliques recoupant les conglomérats dévoniens. C'est le cas de la riv. Alness dans sa section moyenne, de la Black Water vers Contin, de l'Allt Goibhe à Auchmore Wood, etc. L'inadaptation est donc moins totale, le réseau hydrographique transversal moins désavantagé, qu'on aurait pu le croire au premier abord. En s'écoulant vers l'Est, les glaciers naturellement n'ont fait qu'exagérer les contrastes entre les deux systèmes de vallées.

Les témoins de surface intermédiaire conservés dans le secteur montrent un plongement anormalement rapide vers le Nord et vers l'Est à proximité du Dornoch Firth *(carte hors-texte VI)*. Repérables d'ordinaire vers 480-500 m d'altitude sur les plateaux de l'intérieur, ils s'abaissent jusqu'à moins de 350 m à l'Ouest de Tain, à tel point que toute distinction d'avec la surface écossaise devient impossible. Tout se passe donc comme si la surface intermédiaire plus déformée que la surface écossaise avait subi l'effet de deux gauchissements combinés :

1) un abaissement vers le Cromarty Firth favorable à l'installation du réseau hydrographique transversal;

2) une flexure brusque, prolongement du grand accident ouest-est déjà repéré dans le centre du Mainland, préfigurant l'emplacement du Dornoch Firth actuel.

L'ancienneté du réseau hydrographique transversal ne doit pas nous inciter à rechercher partout les traces de vieilles vallées qui auraient été tronçonnées par les progrès des axes hydrographiques longitudinaux mieux adaptés à la structure. En effet, à l'exception du Cromarty Firth, grande gouttière anticlinale qui exploite une longue bande gréseuse, la lithologie ne semble pas avoir avantagé de manière décisive cette seconde catégorie de cours d'eau. Dans leur classique mémoire sur Black Isle et les environs, J. Horne et L. W. Hinxman interprètent l'échancrure de Munlochy Bay au Nord d'Inverness comme le vestige d'un vieux drainage « conséquent », à la pente d'ensemble du bloc écossais [224]. Cette explication ne peut pas être retenue pour plusieurs raisons : d'abord parce qu'on chercherait en vain les traces d'une ancienne vallée en arrière et que le raccord avec le Strath Conon est des plus hypothétiques; ensuite parce que ni la pente longitudinale singulièrement forte — ainsi que le notait déjà Ogilvie [325] —, ni le gabarit relativement étroit ne cadrent avec ce qu'on attendrait de la partie inférieure d'une grande vallée; enfin parce que le Cromarty Firth date certainement d'une période reculée, antérieure au Pliocène, comme le suggère la répartition des restes de surface écossaise sur la bordure nord-ouest. Les glaciers, pour leur part, n'ont pas beaucoup creusé ce bras de mer : ou bien ils cheminaient obliquement d'Ouest en Est, ou bien ils formaient un lobe de piémont étalé sur Black Isle et partant peu efficace. Ce n'est que dans la partie inférieure la plus resserrée, vers le détroit de Cromarty, que la direction ouest-est devient plus favorable et que les profondeurs s'accusent. Il est significatif qu'à cette exception près, aucune coupure d'importance ne rompe la continuité de l'escarpement de ligne de faille bordant le Moray Firth.

A juste titre, Ogilvie faisait remarquer que les quatre brèches entaillant la bordure raide de l'Inverness Firth (Moray Firth interne) au Nord-Ouest avaient trop de points de similitude pour que leur formation ne répondît pas à un mécanisme commun [325]. Mais l'explication qu'il proposait — une incision de torrents d'eau de fonte issus d'un ice-cap stationné sur Black Isle — ne nous apparaît satisfaisante que dans la mesure où elle est considérée comme un mécanisme de remaniement. Si certains de ces courts vallons transversaux portent d'indiscutables marques des actions fluvio-glaciaires, ils n'échappent pas à la règle qui veut que le creusement des vallées encaissées date d'une période antérieure à la glaciation. A Kilmuir, il n'y a qu'un vallon assez large et suspendu, dont le versant sud est tapissé de moraine jusqu'à la base. De la même manière, la descente vers l'axe de Munlochy Bay est en grande partie masquée par un manteau morainique. Quant aux dépôts fluvio-glaciaires de la vallée d'Avoch, ils n'occupent que le fond et sont emboîtés dans les versants beurrés de moraine.

Rosemarkie Glen est la seule entaille à mériter le nom de gorge, mais elle porte sur ses flancs raides, d'imposants placages de moraine sableuse pouvant atteindre et même dépasser 50 m d'épaisseur. La roche en place n'affleure le plus souvent que dans le haut des versants. Du côté nord, grâce à une grande carrière, on peut voir le contact entre le gneiss altéré sur plusieurs mètres et la moraine descendre vers l'axe de la vallée suivant un angle de 20° environ. Il est clair que nous avons là un versant préglaciaire qui a été fossilisé par les accumulations glaciaires. A l'amont, la vallée se raccorde à des vallons évasés qui sont eux-mêmes bouchés par la moraine. Le dégagement de l'ancien glen est très incomplet et ne date pas de l'époque actuelle : il est attribuable semble-t-il aux eaux de fonte tardiglaciaires. En effet, les grands versants entaillant la moraine sont couverts de forêts et n'évoluent plus guère çà et là que sous l'effet d'égratignures d'origine anthropique. Ils aboutissent à une terrasse qui donne au glen un fond plat. Le travail du cours d'eau actuel se limite à une petite dissection (de l'ordre du mètre) dans cette terrasse qui conduit à l'aval à la plage soulevée supérieure. Le matériel des plages anciennes des environs a précisément été fourni par les organismes fluvio-glaciaires, ainsi que le suggérait Ogilvie [325]. En amont, les vallons bouchés par la moraine ont connu le même type d'entaille finiglaciaire par des ravins à bords raides et à fond plat jusqu'au Nord-Ouest de Flowerburn Ho. L'évolution présente est presqu'arrêtée. Du reste, aux environs certains ravins datant de la même période sont morts. L'exemple le plus intéressant et le plus schématique est celui de la petite gorge qui, immédiatement au Nord de Fortrose, recoupe les grès de l'escarpement de ligne de faille. Rectiligne et dirigée suivant la ligne de plus grande pente, elle se termine rapidement à l'amont sans aucun lien avec le drainage de l'intérieur de Black Isle. A l'aval, elle se raccorde par un admirable petit cône aplati avec la plage soulevée supérieure; ce qui montre qu'elle a fonctionné jusqu'au Tardiglaciaire *(photo 54)*.

La bordure ouest de l'Inverness Firth a valeur d'exemple, mais d'autres secteurs ont connu des épisodes analogues. A une échelle plus vaste, on retrouve des phénomènes voisins ou identiques sur la partie inférieure des grands cours d'eau qui débouchent des montagnes et des plateaux de l'intérieur du Mainland. Il y a là une importante zone de fusion des glaciers qui débute à peu près à la limite occidentale du bassin de Vieux-Grès-Rouge. On la suit avec quelques interruptions depuis la tête du Beauly Firth jusqu'au Dornoch Firth. Très riche en dépôts fluvio-glaciaires de toutes sortes, elle a été prospectée et analysée en détail par A.G. Ogilvie [325].

L'ampleur même des accumulations glaciaires et fluvio-glaciaires ne doit cependant pas nous faire oublier que les grandes vallées transversales étaient pour la plupart profondément encaissées dans le niveau pliocène avant l'arrivée des glaciers. De nombreux témoignages convergents en font foi. Au Sud du Strath Conon, l'Allt Goibhre entaille successivement le bourrelet de conglomérats bordiers et le niveau pliocène qui est au pied. Or ses versants sont fossilisés par un manteau morainique qui descend jusqu'à 2 m du lit de la rivière. Ces deux mètres représentent la valeur de la dissection postérieure dans la roche en place. Si les eaux de fonte ont étalé au débouché de la vallée encaissée un grand cône aplati qui se confond avec celui qu'a mis en place le Glen Orrin, elles ont essentiellement travaillé aux dépens de volumes morainiques, car le matériel apparaît directement dérivé de la moraine voisine. Les relations sont donc les mêmes qu'au Rosemarkie Glen, à cette différence près que les dépôts fluvio-glaciaires n'ont pas été remaniés ici par la mer. De la même manière, la vallée préglaciaire du Strath Skiack inférieur est encore bouchée en partie par un imposant remblaiement morainique où se reconnaissent les gros blocs caractéristiques de gneiss œillé. C'est surtout aux dépens de ces accumulations que s'est constituée la gorge. On ne voit affleurer les bancs gréseux que dans le tiers inférieur des versants. Dans le Glen Glass, où les formes de dissymétrie héritées des méandres encaissés préglaciaires sont encore bien visibles entre Tighnacreige et Redburn, le manteau de moraine descend également très bas sur les versants. Immédiatement à l'Est de Ballavoulin, dans la section inférieure, il se suit même grâce aux coupes fraîches d'une nouvelle route forestière jusqu'en bas de la vallée. Le matériel abondamment pourvu en matière argilo-limoneuse grise mais pauvre en pierres et en blocs contraste violemment avec le placage fluvio-glaciaire qui le recouvre en contact brutal. Dans l'accumulation supérieure qui fait partie du cône d'Evanton, les amas de cailloux alternent avec les lentilles de sable pur et lité qui témoignent des phénomènes de transport par l'eau de fusion. La partie moyenne de l'Alness River montre aussi une fossilisation de la base des versants par le drift en quelques endroits, notamment à l'Ouest d'Ardross Castle. Mais le long de la section inférieure, le creusement atteint sur plusieurs

mètres les grès en plaquettes et les poudingues, sans montrer dans le fond ou à proximité un vestige sûr de moraine en place.

A en juger par l'important volume des accumulations fluvio-glaciaires qui jalonnent les grandes vallées transversales et principalement leur débouché sur le Cromarty Firth, on peut penser que les eaux de fonte ont largement contribué à dégager partiellement les vallées encaissées du manteau morainique qui les bouchait. Au besoin, l'entaille a mordu par endroits sur la roche en place. La localisation des dépôts fluvio-glaciaires est étroitement tributaire de la topographie préexistante. Elle s'est faite, en effet, surtout en deux endroits : 1) dans les élargissements intérieurs des vallées, généralement à l'intersection des cours d'eau avec les bandes gréseuses jalonnant les anticlinaux défoncés entre les affleurements de conglomérats; 2) au contact avec la plaine littorale, souvent sous forme de grands cônes aplatis.

A la première catégorie, appartiennent les spectaculaires remblaiements qui occupent les vallées moyennes du Strath Rory et de l'Allt Dearg. La disproportion flagrante entre le volume des dépôts et la taille des vallées, pourrait étonner, mais elle s'explique en bonne partie par l'étendue des affleurements granitiques immédiatement en arrière. Il y avait là, à la disposition des glaciers puis des eaux de fonte, une masse d'altérites qui a été très largement mise à contribution. Les caractéristiques d'émoussé des galets suivant leur nature lithologique (p. 312) le montrent clairement. A côté des hautes terrasses où se reconnaît l'alternance classique des lits caillouteux et des lentilles de sable fin, classé, s'observent de beaux exemples de chenaux marginaux subparallèles à fond plat et tourbeux.

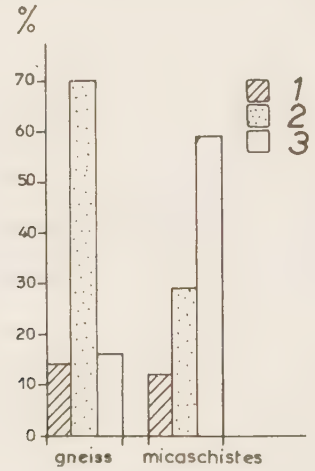


Fig. 155. — *Emoussés « à vue » des galets de 4 à 10 cm compris dans les formations fluvio-glaciaires du Glen Glass.*
1 : subanguleux; 2 : mal arrondis; 3 : bien arrondis.

Les épaisses accumulations fluvio-glaciaires du Glen Glass moyen cadrent mieux avec la taille d'un glacier qui était bien alimenté en arrière. Dans les galets, domine cette fois un matériel gneissique de cailloux subanguleux et surtout mal arrondis. Les micaschistes plus rares sont plus émoussés, mais certains sont anguleux parce que recassés *(fig. 155)*. Quant aux gneiss œillés et aux conglomérats dévoniens, ils ne sont pas assez fréquents pour qu'on puisse apprécier leur émoussé. Le remblaiement épais d'une trentaine de mètres a été découpé par la riv. Glass en une série de terrasses dont certaines ne font que traduire l'enfoncement continu d'un méandre encaissé (« fausses terrasses »). Sur le flanc nord, c'est un chenal marginal d'eaux de fonte, parallèle en gros à l'axe de la vallée, qui a entaillé le sommet plat de l'accumulation. De même qu'au Strath Rory ou à l'Allt Dearg, on peut donc penser que le début de la dissection des dépôts fluvio-glaciaires s'est opéré dans des conditions para-glaciaires *(photo 55)*. C'est d'autant plus vraisemblable que certaines pentes recoupant un matériel suffisamment limoneux gardent des traces de cryoturbation (poches, plications et involutions). Nous en avons déjà signalé quelques exemples sur le Strath Oykell inférieur (p. 296). D'autres sont visibles en bordure de l'Allt Dearg.

A côté des puissantes accumulations dont il vient d'être question, il faut également rattacher aux dépôts fluvio-glaciaires de l'intérieur des masses d'alluvions qui ont été diversement classées sur les cartes du Geological Survey. Ainsi la zone d'épandage qui est à l'Est du Loch Achilty n'est sans doute pas une simple terrasse fluviatile, car le matériel est constitué d'une association de volumes de gros cailloux et de blocs non lités, ou à peine, et de lentilles assez courtes de sable pur à stratification oblique. Ces sédiments qui dérivent directement de

PHOTO 54. — *Le ravin de Hill of Fortrose.*
Noter le raccordement avec le cône aplati qui conduit à la plage soulevée visible au premier plan. Vue vers le Nord-Ouest.

PHOTO 55. — *Le ravin de Lariebuidhe, versant nord du Glen Glass.*
Il rejoint au premier plan un chenal marginal d'eau de fonte, en bordure de la terrasse fluvio-glaciaire d'où est prise la photo. Vue vers le Nord.

la moraine et qui ont été déposés rapidement par des eaux douées d'une compétence fort élevée, proviennent selon toute vraisemblance de l'étalement de nappes fluvio-glaciaires issues d'une branche du glacier du Strath Conon, stationnant sur l'emplacement du Loch Achilty. Le revêtement qui occupe la cuvette de Boath en s'inclinant doucement vers l'émissaire du Loch Morie (tributaire de la riv. Alness) ne doit pas être entièrement morainique mais en grande partie fluvio-glaciaire. Les coupes montrent en effet la même alternance de lits sableux et de bancs de galets de gneiss, de grès, et de gneiss œillé que celle qui est observable dans la section moyenne du Glen Glass. A cette similitude du matériel, s'ajoutent d'autres points communs : la présence de ravins d'eau de fonte entaillant le remblaiement et la localisation au sortir des plateaux de socle de l'intérieur. La seule différence notable réside dans l'épaisseur : le placage de Boath est mince, de l'ordre de quelques mètres seulement, car il s'est étalé dans une cuvette structurale au lieu de rester confiné dans une vallée.

L'intérêt des grands cônes aplatis d'origine fluvio-glaciaire qui débouchent en bordure du Cromarty Firth vient de ce qu'ils fournissent des relations claires avec les plages soulevées du voisinage. Si la plage supérieure a occupé la partie basse des vallées, libérée par la glace, elle n'a généralement pas dépassé vers l'intérieur les premiers étranglements, sans doute parce que les endroits resserrés au passage des conglomérats étaient des lieux favorables au stationnement de la glace. Ce qui était vrai de la riv. Beauly l'est également du Strath Peffer ou du Strath Conon, bien que le long de ces deux vallées les dépôts marins aient pénétré vers l'intérieur de plusieurs kilomètres. Le long de la riv. Conon, les dernieres accumulations marines s'arrêtent près du seuil du Tòrr Achilty. Mais un peu en aval, des argiles marines à coquilles ont été signalées *sous* la moraine à un niveau plus élevé que celui de la plage soulevée supérieure [Hinxman, 211]. On peut les interpréter comme des dépôts estuariens antérieurs à une légère réavancée du glacier du Strath Conon en retrait. Le long du Dornoch Firth, les dépôts de la plage soulevée supérieure s'échelonnent sur une quinzaine de kilomètres, mais ils ne dépassent pas le rétrécissement de Creich qui marque la limite d'extension du glacier de l'époque.

Le stationnement des glaciers à proximité de la plaine littorale a été naturellement très propice à l'épandage des vastes cônes fluvio-glaciaires se raccordant aux sédiments marins. La distinction entre les deux formations n'est pas toujours aisée, car le passage est souvent progressif. Comme le remarquait Ogilvie, beaucoup de prétendues plages anciennes ne sont que des plaines de lavage qui portent les marques caractéristiques laissées par les eaux de fonte et les culots de glace [325]. Cette situation qui risque de créer des confusions offre néanmoins un avantage : elle permet d'établir avec certitude que les phénomènes de déversement fluvio-glaciaire et les remaniements marins appartenant au rivage soulevé supérieur sont en gros contemporains. Les vastes cônes édifiés au débouché de la riv. Alness (White Hills), de la rivière Glass près d'Evanton et de la riv. Orrin vers Muir of Ord gardent des traces trop évidentes de leur mode de genèse, pour qu'il soit nécessaire de décrire ici leurs formes en détail. Retenons seulement qu'ils se raccordent avec la plage soulevée la plus haute, encore que des traces d'érosion par cette mer ancienne aient été relevées par Ogilvie sur la bordure nord de la nappe de Muir of Ord. Les vagues semblent avoir également remanié le bord méridional des White Hills, de même que la partie sud des levées de cailloutis de Dornoch, ensemble de kames formé par le glacier du Strath Carron [J.W. Gregory 181].

De la même époque datent les petits ravins tardiglaciaires qui incisent les versants de certaines vallées, surtout en exposition sud. Un des exemples les plus clairs est donné par la série d'entailles subparallèles qui égratignent les pentes du Strath Peffer du côté nord. Bien que superficielles, ces balafres introduisent une dissymétrie climatique qui ne peut guère passer inaperçue. Alors que le versant du Knock Farril au Sud a été simplement raidi par le gel, sans que se manifeste l'action des eaux courantes, le versant nord a connu au contraire une courte phase d'active dissection par les eaux de fonte issues du glacier du Strath Skiak. Le rebord du replat pliocène se trouve ainsi de ce côté ciselé par de nombreux ravins rectilignes qui ont facilement pénétré dans le placage morainique, mais n'ont guère attaqué les grès sous-jacents. Dans la partie inférieure, un raccord s'opère avec les restes de plage soulevée supérieure laissés par la mer au moment où le Strath Peffer était transformé en estuaire par le retrait de la glace. Si le ruissellement actuel n'est pas nul dans certains ravins qui recoupent la plage, si le témoignage de quelques coupes fraîches concorde avec celui des gens du lieu pour prouver que l'évolution se poursuit par à-coups au moment des grandes pluies, la dissection présente reste très faible comparativement à ce qu'elle était au Tardiglaciaire. Beaucoup de ravins peuvent, du reste, être considérés comme morts.

Un recoupement chronologique intéressant nous est fourni par les ravins du même type qui entaillent, également en position sud, le versant du Glen Glass moyen. Ces très belles coupures débouchent, en effet, dans le chenal marginal sinueux qui borde la grande terrasse fluvio-glaciaire. Ils apportent ainsi la preuve que leur façonnement date indiscutablement de la fin de la période froide (1).

(1) Peut-être faut-il attribuer à certains ravins un âge plus tardif. Ainsi J. S. Smith, dans une note récente [405], estime que les entailles qui découpent les accumulations de la plage soulevée supérieure entre Cromarty et Jeminaville le long du Cromarty Firth, appartiennent au début de la phase atlantique, car elles débouchent au niveau du rivage ancien inférieur. Cette interprétation serait plus convaincante si les formes d'érosion se raccordaient à la plage inférieure par un cône de débris. Or, de l'aveu même de Smith, aucune pente de transition n'est observable. Le creusement peut donc se rattacher à une phase bien antérieure, de fin de récurrence froide.

En bref, dans ce secteur du Cromarty oriental plus qu'ailleurs, il faut insister sur l'importance des phénomènes fluvio-glaciaires. Non seulement les eaux de fonte sont en grande partie responsables du dégagement des vallées fossilisées par la moraine, mais elles ont buriné les versants et même attaqué par endroits la roche en place au fond des talwegs. En outre, elles ont fourni les abondantes masses de matériaux qui ont été étalés et remaniés par la mer le long de toutes ces côtes très riches en formes d'accumulations littorales.

Quelquefois nous avons la possibilité d'évaluer l'importance du creusement postglaciaire dans les grès. Ainsi le long de la riv. Alness, aux environs de Dalreoch, de beaux ravins morts datant du Tardiglaciaire mettent à notre disposition un moyen commode, car ils sont suspendus au-dessus du lit de la rivière. Dans un matériel qui sans être très dur n'en est pas moins cohérent, l'entaille peut atteindre 5 à 8 m et même près de 10 m en un point. Naturellement dans les formations meubles que sont les accumulations morainiques et fluvio-glaciaires l'incision est bien supérieure et dépasse couramment 15 m. Pour peu que la fraction limoneuse et argileuse soit suffisante, la dégradation du tapis végétal par l'homme peut entraîner la formation de bad-lands caractéristiques, ainsi qu'il est loisible de le constater dans la partie inférieure de la vallée de l'Easter Fearn Burn.

Le secteur septentrional.

A partir de la latitude du Loch Fleet, la gouttière de Vieux-Grès-Rouge devient nettement plus étriquée. La largeur maximale des affleurements ne dépasse guère 7 km et plusieurs étranglements réduisent les dimensions à moins de 4 km. Au-delà du Strath of Kildonan, le raccord avec le synclinal de Langwell Forest n'est assuré que par un alignement de buttes reposant à haute altitude sur le socle quartzitique. Cette réduction d'ampleur du bassin sédimentaire qui trahit un caractère marginal, s'accompagne d'une augmentation de l'importance relative des conglomérats dans la masse du Dévonien. Les faciès grossiers de base qui n'affleuraient plus entre le Dornoch Firth et le Loch Fleet font leur réapparition au B. Tarvie et jalonnent ensuite de manière quasi continue les bordures de la gouttière. En outre, des conglomérats stratigraphiquement supérieurs occupent une assez large place dans l'ensemble et peuvent même opérer une jonction avec les brèches de base en recouvrant directement le socle. Bref, la part des faciès gréseux meubles se réduit beaucoup.

Ce changement lithologique est important en morphologie. En effet, les positions topographiques respectives du socle de l'intérieur du Mainland et de la couverture dévonienne s'inversent par rapport à ce qu'elles étaient dans le secteur méridional. Loin d'occuper une situation déprimée en contrebas des montagnes, le bassin de Vieux-Grès-Rouge domine par une longue bande de plateaux côtiers à bords relevés, les vastes étendues basses de gneiss moinien et de « Vieux-Granite » qui sont en arrière. Mais l'opposition brutale entre les escarpements de conglomérats et les surfaces monotones de socle situées au pied ne tient pas seulement au faciès du Vieux-Grès-Rouge, mais bien à un phénomène beaucoup plus général : l'extension des aplanissements néogènes dans toute la partie nord de l'Ecosse. Le paysage de la région côtière orientale ne fait pas exception et s'intègre parfaitement dans l'ensemble morphologique septentrional que nous avons dénommé « les reliefs résiduels ». A cet égard, les hautes buttes et les crêtes de Langwell Forest taillées aussi bien dans les quartzites du Moinien que dans les conglomérats du Dévonien, sont très représentatives. Elles montrent que l'originalité du relief par rapport au secteur méridional n'est pas seulement à mettre au compte du changement de faciès du Vieux-Grès-Rouge. Il est juste d'ajouter d'ailleurs que le massif de granite calédonien d'Helmsdale participe largement à la bande côtière des plateaux, à laquelle il donne localement un caractère massif. Enfin, on ne saurait oublier la part de responsabilité qu'a la tectonique tertiaire dans la morphologie, puisque la grande faille oblique qu'interrompt brusquement les plateaux en leur juxtaposant une plaine littorale de sédiments mésozoïques, a contribué à accentuer l'allure de « bourrelet marginal » des reliefs côtiers.

Au total, l'assemblage structural peut sembler bien hétéroclite, mais cette diversité lithologique est rachetée amplement par l'unité morphologique et tectonique du secteur.

La tectonique tertiaire est représentée essentiellement par une grande faille littorale ou sub-littorale qui délimite une plaine de sédiments secondaires débutant vers Golspie, s'élargissant à Brora, mais se rétrécissant rapidement plus au Nord-Est pour se réduire au-delà d'Helmsdale à une simple plate-forme d'abrasion au pied des falaises de granite. Contrairement à ce qui s'est passé plus au Sud, le long de l'Inverness Firth et du Moray Firth, l'accident s'est montré indépendant du dispositif calédonien qu'il a recoupé obliquement. Alors que l'axe de la gouttière de Vieux-Grès-Rouge suit une direction SSW-NNE, la faille obéit à une orientation WSW-ENE qui la fait s'écarter progressivement du bassin dévonien. Aussi quitte-t-elle rapidement les grès au Nord-Est de Golspie pour recouper le gneiss, puis le granite d'Helmsdale. Il est vrai qu'entre Lothbeg et Helmsdale, un dédoublement a permis la conservation d'une étroite bande continue de Vieux-Grès-Rouge entre le granite et les couches du Kimméridgien. Cette préservation du Dévonien est intéressante, car elle suggère qu'au moment du jeu de la faille, la bordure du massif granitique d'Helmsdale était encore recouverte de Vieux-Grès-Rouge. Du reste, une conclusion analogue se dégage de l'examen des « Boulder Beds » du Kim-

meridgien. Ces gros blocs qui traduisent selon toute vraisemblance le jeu précoce de la grande faille littorale dès le Jurassique supérieur (p. 81) sont en effet constitués essentiellement de Dévonien, même le long des secteurs où le socle affleure à nu. Les quelques fragments de granite qu'on y rencontre également ont pu être empruntés aux conglomérats de base du Vieux-Grès-Rouge. Dès la fin du Jurassique, la tectonique avait donc déjà mis en place les grands traits de la morphologie actuelle suivant un canevas indépendant, non seulement du bassin résiduel calédonien, mais même du dessin des terrains secondaires antérieurs qui sont disposés en bandes ouest-est. Les couches kimméridgiennes à leur tour ont été dénivelées.

Si le jeu de la faille (que certains auteurs considèrent comme une branche du grand accident du Glen More) est relativement ancien, il a pu se poursuivre durant une bonne partie du Tertiaire. La seule limite d'âge que nous puissions lui assigner est bien récente, puisqu'elle est fournie par le niveau pliocène qui, à quelques kilomètres au NNE de Golspie, tronque indifféremment le Dévonien et le Jurassique mis en contact par la faille. Un rejeu tardif semble donc exclu. Mais la marge de temps est grande entre le Kimméridgien et le Pliocène ! Comme aucun témoin d'aplanissement plus ancien n'est conservé dans le compartiment affaissé, nous ne pouvons guère être plus précis en l'absence de tout sédiment tertiaire. On pourrait certes être tenté d'estimer que les mouvements ont cessé depuis longtemps, à en juger par l'importance du recul de l'escarpement en quelques endroits, mais il ne faut pas oublier qu'à l'exception du massif granitique d'Helmsdale qui a connu depuis longtemps un bombement autonome, le socle du compartiment soulevé reste en grande partie masqué par sa couverture dévonienne. Il est vrai que le Vieux-Grès-Rouge en général résistant à bénéficié d'une position synclinale, « calée » dans la gouttière de socle située un peu en arrière de la côte.

Morphologiquement, nous avons affaire sans aucun doute à un escarpement de ligne de faille *(fig. 156)*. En effet, de part et d'autre d'un contact qui est parfois nivelé, la nature des terrains commande le plus souvent les formes. C'est de la lithologie que dépend la distinction entre trois types de modelé principaux :

1) Au Nord-Est, d'Helmsdale à Lothbeg, la faille est dédoublée, mais la mince bande de Vieux-Grès-Rouge à faciès gréseux et les couches kimméridgiennes (shales, grès et conglomérats) ayant été nivelées conjointement, seul compte dans le relief, le contact faillé avec le granite. Les formes sont simples : une étroite plaine littorale d'érosion qui a très légèrement mordu sur le granite localement, borde le grand versant granitique qui conduit par des pentes convexes aux plateaux de l'arrière-pays.

2) Dans la partie centrale, c'est-à-dire jusqu'à la riv. Brora, à une ligne de faille simple, correspond cette fois un escarpement double. Cette complication inattendue s'explique par le recul de la couverture de Vieux-Grès-Rouge indépendamment du gneiss sous-jacent qui pour sa part a fidèlement conservé la ligne de faille. Les deux accidents topographiques ont un profil convexe. Mais l'escarpement de gneiss continu et vigoureux haut de près de 150 m par endroits, s'oppose à l'abrupt festonné et émoussé des conglomérats qui est en arrière. Ce contraste ne tient pas seulement à la lithologie, mais aussi au fait que deux générations de formes d'âge nettement différent coexistent. La banquette de socle a été débarassée de sa couverture gréseuse au plus tard au début du Pliocène et sans doute un peu avant, car les marques laissées par l'aplanissement écossais sur ce palier dérivé de la topographie infradévonienne sont trop nettes pour être mises en doute (p. 493). Par contre, l'escarpement de gneiss n'a été dégagé que tardivement, au moins dans sa partie inférieure. Il fallait, en effet, que le niveau pliocène fût défoncé par une reprise d'érosion différentielle pour que soit façonnée à moins de 60 ou 70 m d'altitude la plaine littorale qui tronque les sédiments jurassiques (shales et grès calcaires) au pied des versants de socle. Le témoin d'aplanissement pliocène qui subsiste en position perchée vers 180-200 m au Sud de la Riv. Brora, ne laisse subsister aucune équivoque à ce sujet. De haut en bas, l'escarpement de ligne de faille comporte donc les éléments suivants : un abrupt de conglomérats matérialisant la limite d'extension de la surface écossaise; un replat de gneiss dont la largeur peu varier de 100 m à 2 km et qui n'est qu'un élément de surface écossaise façonné aux dépens de l'ancienne topographie prédévonienne; un escarpement de gneiss composite dont le haut a été mis en valeur grâce à l'élaboration du niveau pliocène dans les sédiments secondaires du voisinage, mais dont la base n'a été dégagée qu'ultérieurement au cours de la phase d'érosion responsable de la création de la plaine littorale; la plaine côtière taillée dans les séries tendres du Jurassique.

3) Au Sud-Ouest, la faille ne met plus en contact que des grès dévoniens et des sédiments secondaires de résistance analogue. Aussi la ligne tectonique est-elle généralement nivelée. Au Nord de Golspie, le grand escarpement concave sculpté dans le Vieux-Grès-Rouge de Cagar Feosaig est à plus d'un kilomètre en arrière de la ligne de faille que tronque le niveau pliocène. Ce dernier a pu se conserver dans le Jurassique supérieur des environs de Dunrobin Wood grâce à une bande de grès calcaires. Il domine par un petit abrupt de ligne de faille inversé les shales et grès argileux voisins. Ailleurs le défoncement du niveau pliocène n'a pas réussi à redonner à la ligne de faille une traduction morphologique claire.

La plaine littorale étroite qui subsiste au pied de l'escarpement de ligne de faille a un modelé trop régulier et trop indépendant de la lithologie pour qu'on puisse douter de sa nature de forme d'érosion. Si son altitude comprise d'ordinaire entre 30 et 70 m la met nettement en dessous des témoins du niveau pliocène conservés dans le secteur, elle la place cependant en grande partie au-dessus de la plus haute des plages soulevées qui s'étalent largement le long du rivage. Pourtant l'hypothèse qui consiste à voir dans cette plaine d'érosion une

FIG. 156. — *L'arrière-pays de Brora en bordure du Moray Firth.*

1 : creux de fracture ou vallée de ligne de faille; 2 : escarpement de Vieux-Grès-Rouge; 3 : grand escarpement de ligne de faille de bordure; 4 : éperon tronqué de l'auge du Loch Brora; 5 : surface prédévonienne peu inclinée; 6 : surface prédévonienne très inclinée; 7 : vestiges perchés d'aplanissements (surface intermédiaire et surface écossaise); 8 : niveau pliocène; 9 : gorge. En noir, les ombilics du Loch Brora.

plate-forme d'origine marine n'est pas à exclure. Dans l'état actuel de nos connaissances, elle apparaît même comme la plus plausible, à condition naturellement d'en reporter la création au Quaternaire ancien. Si cette interprétation s'avérait exacte, il faudrait considérer la base de l'escarpement de ligne de faille comme une falaise morte très dégradée.

Malgré sa position relativement élevée en bordure de la mer, la bande de plateaux du Sutherland oriental a gardé de nombreux vestiges de *la surface d'érosion intermédiaire*. Cet aplanissement tertiaire permet non seulement de fixer le point de départ de l'évolution morphologique, comme au Sud du Dornch Firth, mais il donne au secteur une indiscutable unité, car il tronque des roches variées. C'est grâce à lui que les plateaux côtiers s'individualisent clairement, aussi bien par rapport à la plaine littorale, où aucun aplanissement antérieur au Pliocène n'a été conservé, que par rapport aux bas plateaux de l'intérieur dont les gneiss et les gneiss granitisés ont été largement repris par la surface écossaise.

Au Sud-Ouest du Loch Brora, la surface intermédiaire garde une assez grande importance sur le sommet des plateaux de Vieux-Grès-Rouge. C'est elle qui nivelle aux alentours de 400 m les conglomérats du Meall Horn et du B. Lundie, s'avance au-dessus de Golspie au B. a'Bhragaidh, et marque de son empreinte caractéristique, dans les grès la grande table tourbeuse qui s'étend au pied du B. Horn, au Cagar Feosaig. Seul le B. Horn semble avoir échappé à cette phase d'aplanissement, car sa pyramide s'enlève nettement au-dessus des autres plateaux.

Plus au Nord, la surface intermédiaire, bien que portée à une altitude un peu plus forte (vers 450-500 m) se reconnaît aisément, car elle recoupe à la fois le Vieux-Grès-Rouge et le granite d'Helmsdale *(fig. 158)*. Conservée sous forme de témoins étroits mais élevés et parfois remarquablement plats (ex. : les deux Meallan Liath) dans les conglomérats, plus larges mais plus bas dans les grès, elle prend surtout une grande extension quand elle arrive dans les granites. Sans atteindre la perfection des Knockfin Heights sculptés dans les « Vieux-granites » un peu plus au Nord, les plateaux d'érosion qui tronquent le batholite d'Helmsdale de part et d'autre du Strath of Kildonan n'en ont pas moins une allure d'ensemble très calme. Le caractère uni du profil sommital montre que la surface intermédiaire n'y a subi qu'une dégradation lente et régulière. La monotonie des faîtes apparaît d'autant mieux que par opposition les entailles des vallons à versants convexes sur le pourtour ne sont pas dépourvues de quelque vigueur. Des plateaux de la surface intermédiaire émergent quelques reliefs résiduels, le B. Uarie, le B. Dhorain dans les grès, le lourd B. Mhealaich dans le granite.

Dans le district de Langwell Forest, le défoncement de la surface intermédiaire a été plus poussé, en raison de l'exploitation d'une lithologie aux contrastes accusés. Les volumes de quartzite qui auraient pu conserver les traces d'aplanissement étaient trop résistants pour que la surface ait pu s'y inscrire. A l'exception du Meall na Caorach aplani, ils se traduisent par des crêtes résiduelles. Les brèches de base et les conglomérats intermédiaires du Vieux-Grès-Rouge ont été presqu'aussi rebelles et ne fournissent que des témoins très réduits : le B. Dubhain, l'ensellement compris entre le Carn Mhòr et le Smean. Quant aux grès qui ont été certainement nivelés, ils étaient au contraire trop meubles pour garder les formes d'érosion les moins récentes et ont été victimes des reprises d'érosion qui ont suivi. Ce sont finalement les gneiss du Moinien qui fournissent les meilleurs vestiges dans l'Ouest du district et permettent le raccord avec l'imposante table granitique des Knockfin Heights. Les restes d'aplanissement intermédiaire de Langwell Forest, en dépit de leur exiguïté dont est responsable une structure défavorable, n'en présentent pas moins un certain intérêt, car ils montrent que dans l'évolution morphologique du district cette surface a joué le même rôle de plan de démarrage qu'ailleurs.

La cartographie d'ensemble de la surface intermédiaire fait apparaître du Sud-Ouest au Nord-Est une augmentation régulière de l'altitude — de moins de 400 m à près de 500 m — suivie d'une décroissance non moins progressive *(carte hors-texte VI)*. La zone la plus élevée qui se situe un peu au Sud du Strath of Kildonan, à cheval sur le Vieux-Grès-Rouge et le granite, affecte la forme générale d'une ellipse. Il faut sans doute voir dans cette surélévation l'effet d'une déformation marginale tardive, en liaison avec un rejeu positif au voisinage du batholite d'Helmsdale.

La mise en valeur de la structure n'a commencé qu'avec le défoncement de la surface intermédiaire. Elle a eu pour conséquence d'introduire une assez grande variété dans les paysages du secteur. Mais partout se retrouvent les mêmes étapes de l'évolution.

La grande bande de Vieux-Grès-Rouge qui s'interpose comme une longue barrière de plateaux entre la plaine littorale et les étendues basses de l'intérieur du Mainland septentrional est une forme majeure d'inversion de relief puisqu'elle repose dans une gouttière de socle. Les déformations de type synclinal des couches dévoniennes se reflètent dans la dissymétrie du profil de maints reliefs sculptés dans les conglomérats de bordure. Que ce soit au Meall Odhar, au Meall Horn ou au B. Smeorail, le flanc externe raide s'oppose à la descente douce vers l'axe du synclinal. En certains cas, l'escarpement se dédouble, quand les conglomérats intermédiaires arrivent au voisinage des séries grossières de base sans se confondre avec elles (B. Horn). Quelquefois on peut restituer assez bien dans le paysage l'ensemble du pli synclinal : ainsi au Sud de Kilournan, une ample dépression

avec flancs doux s'installe dans l'axe du synclinal entre les escarpements du Craggan et du B. Uarie qui se tournent le dos. Mais il faut reconnaître que ce cas de « synclinal perché » est unique et que la plupart du temps les formes structurales absentes des plateaux, se réfugient sur les bordures. Encore convient-il de remarquer que la netteté des escarpements du pourtour tient pour une bonne part au knick introduit par le façonnement de la surface écossaise aux dépens du socle.

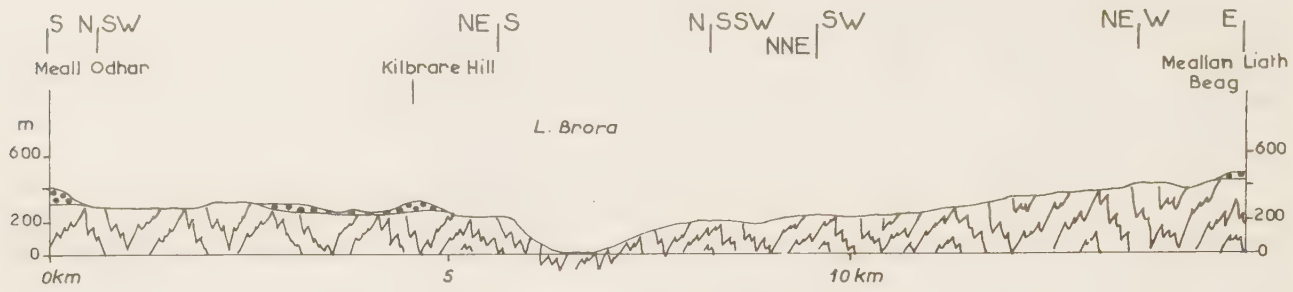


Fig. 157. — *Coupe en arrière de Brora.*
Le tracé est en gros parallèle à la cuesta de Vieux-Grès-Rouge qui limite les régions côtières vers l'intérieur.
Pour la légende, voir la figure 97, p. 252.

On ne pourrait du reste pas comprendre le tracé transversal de la riv. Brora si l'on ne faisait pas appel à une surimposition. En effet, au niveau de la surface écossaise, l'unité de la bande des plateaux gréseux était rompue par une large extension de cet aplanissement sur l'emplacement du Loch Brora et aux environs. Les témoins conservés de part et d'autre de la vallée le prouvent. A l'Est du B. Horn, ils sont réduits, mais en revanche sur la grande table du Loch an Tubairnich, ils prennent une réelle extension et tronquent les conglomérats en continuité avec la banquette de socle qui longe l'escarpement de la ligne de faille de la côte *(fig. 156)*. Ce curieux développement transversal de la surface écossaise n'est pas le fait du hasard : il s'explique par une adaptation à un puissant ensellement de la topographie infradévonienne *(fig. 157)* qui faisait plonger le socle et avait ainsi guidé l'insertion spatiale des premiers cours d'eau (des oueds si la surface écossaise était effectivement une pédiplaine). Le chemin tracé a été ensuite approfondi par les diverses reprises d'érosion qui ont suivi. Mais les restes de banquette pliocène ont disparu dans la partie la plus étroite de la vallée, par suite du surcreusement glaciaire, alors qu'en aval et en amont du lac, ils sont encore représentés. L'encaissement glaciaire (et peut-être même déjà l'érosion linéaire antérieure) ayant atteint le socle, les affleurements de Vieux-Grès-Rouge dessinent un grand rentrant qu'il faudrait bien se garder de prendre pour le signe du passage d'un anticlinal d'axe transversal.

La riv. Helmsdale n'est pas mieux adaptée à la structure que la riv. Brora, puisqu'elle traverse par la vallée profondément encaissée du Strath of Kildonan le batholite granitique en son milieu. Là encore, la surimposition est à reporter à la surface intermédiaire, puisque cet aplanissement a nivelé la quasi-totalité des affleurements de granite. Qu'il y ait eu une légère antécédence à la faveur d'un bombement tardif ne change pas grand'chose à une évolution dont les principales étapes restent les mêmes que celles observées aux environs de Brora. Nous retrouvons en particulier de part et d'autre du Strath of Kildonan quelques replats appartenant à la surface écossaise qui prouvent que l'emplacement de la vallée était déjà préfiguré dès cette époque.

Si le batholite s'individualise assez bien dans le modelé actuel, c'est que la mise en valeur de la structure n'a cessé de se développer à partir du défoncement de la surface intermédiaire. L'exploitation des différences lithologiques reste néanmoins encore imparfaite et il serait certainement abusif d'assimiler le massif calédonien d'Helmsdale aux massifs anciens de l'Europe hercynienne. L'examen des bordures le montre : il s'en faut de beaucoup qu'une dépression périphérique classique n'accompagne le pourtour du môle granitique.

Aux confins sud-occidentaux, la couverture de Vieux-Grès-Rouge est conservée et la dépression dissymétrique du haut Glen Loth jalonne effectivement le contact entre les sédiments et le socle. C'est un couloir évasé et recouvert de moraine de fond. Dominé à l'Ouest par des hauts escarpements concaves de grès et de conglomérats, il est limité vers l'Est par des pentes modérées qui conduisent progressivement aux plateaux granitiques *(fig. 158)*. Cette montée régulière dérive — nous l'avons vu (p. 496-497) — d'une topographie infradévonienne fortement gauchie. Mais à y regarder de plus près, on s'aperçoit que ce creux est moins classique qu'il ne le paraît au premier abord. En effet, s'il s'est constitué aux dépens d'une masse assez épaisse de grès et de grès argileux plongeant rapidement vers l'Ouest, il a également mordu de manière sensible par endroits sur la bordure du socle granitique.

Sa présence est due à un concours de circonstances assez exceptionnel dans le domaine calédonien : il fallait qu'un granite marginal relativement altérable rentre en contact avec de puissantes assises gréseuses friables

FIG. 158. — *Coupe à travers le massif granitique de la région de Helmsdale.*
La coupe se termine à la côte du Moray Firth.
Pour la légende, voir la figure 97, p. 252.

surmontées de conglomérats et de grès résistants sans que viennent s'intercaler d'épaisses brèches de base le long du plan de discordance. Il y a bien un lit de conglomérats de base, mais il est mince et ne joue pas un rôle morphologique essentiel. Dès qu'il prend plus d'ampleur un peu plus au Sud, au Creag Riabhach, la nature du contact change. La dépression périphérique disparaît; elle est remplacée par un glacis d'érosion très régulier nivelant à la fois les grès, les conglomérats et le granite vers 270-300 m. Ce plan qui appartient à la surface écossaise a permis la surimposition du Glen Loth inférieur dans le socle granitique, par une gorge au tracé parfaitement indifférent à la limite des sédiments.

Le long de la terminaison orientale du massif, vers la frontière du Caithness, aucune dépression n'a pu se développer au contact avec le Vieux-Grès-Rouge car ce dernier a un faciès conglomératique à peine moins résistant que le granite. L'exhumation de la surface prédévonienne reste limitée à quelques pentes et fréquemment les deux formations sont nivelées conjointement en contrebas des croupes qui un peu plus à l'intérieur du batholite gardent les fragments de la surface intermédiaire.

La bordure nord-ouest est différente. Tout élément de couverture de Vieux-Grès-Rouge ayant disparu de ce côté, les zones marginales du batholite affleurent bien plus largement que partout ailleurs. Le granite y est moins résistant qu'au cœur du massif puisqu'un large alvéole elliptique s'est constitué de part et d'autre du Strath of Kildonan aux dépens de la bordure du batholite et du gneiss encaissant *(carte hors-texte IV)*. Le niveau pliocène a profité de cet affaiblissement du matériel pour prendre un large développement local sur les pentes douces qui conduisent à la vallée de la riv. Helmsdale. Mais il fait peu de doute que le façonnement de l'alvéole avait débuté auparavant sous forme d'une grande esquisse, car des témoins irrécusables de la surface écossaise subsistent sur le pourtour notamment à Kilournan Hill au Sud du Strath of Kildonan, dans les gneiss, et tout le long de la ligne de partage des eaux avec le bassin de la Langwell Water dans les granites et dans les gneiss. L'aplanissement écossais a certainement contribué à accuser la netteté du contact avec les quartzites vers l'Ouest, car au moins au pied du Creag Scalabsdale, le knick qui souligne la brutalité du raccord entre l'aplanissement et le versant rigide est conservé. Somme toute, cet ample alvéole ovale que traverse le Strath Kildonan inférieur avant de s'encaisser dans les hauts plateaux côtiers, est une réplique réduite des bassins d'érosion visibles en amont (chapitre VI, p. 279). Comme eux, il a été façonné par la surface écossaise, avant d'être partiellement remodelé par le niveau pliocène et disséqué dans le fond par les reprises d'érosion ultérieures. La communication avec le large bassin de Kildonan, plus en amont, était précaire au niveau de l'aplanissement écossais, mais elle existait néanmoins sur l'emplacement du Strath of Kildonan, dans l'étroit passage séparant la fin de la bande de quartzite au Nord du début des conglomérats dévoniens reposant dans la gouttière plus au Sud.

Pour comprendre l'originalité du dispositif morphologique actuel et les caractères de son évolution passée, il est nécessaire de faire appel à des différences lithologiques accusées à l'intérieur même du batholite de granite. Au moins du côté ouest, où l'absence de toute couverture sédimentaire laisse à nu les zones marginales, il est clair que le comportement du granite bordier n'a pas été le même que celui du cœur du massif. Les analyses pratiquées sur le terrain et les examens pétrographiques de laboratoire aboutissent à des résultats concordants : ils mettent en évidence une opposition entre les roches de bordure et celles du centre. Cet arrangement annulaire du granite d'Helmsdale — il vaudrait mieux dire semi-annulaire puisque la faille côtière recoupe le batholite du côté sud-est — que H.H. Read et ses collaborateurs avaient, du reste, déjà signalé [366], a évidemment un intérêt capital en morphologie.

Dans sa traversée de la demi-couronne externe du batholite, au sein de laquelle a été exploité l'alvéole décrit plus haut, la riv Helmsdale est accompagnée de versants relativement doux. La pente d'ensemble, à l'exception de quelques petits ressauts rocheux qui crèvent le manteau presque continu de moraine, excède rarement 15 à 20°. Son profil général est convexe. La roche peu diaclasée — la médiane au mètre est seulement de l'ordre de 3 vers Torrish — apparaît cependant assez fréquemment altérée. C'est un granite à texture grossière que la plupart de ses caractères pétrographiques concourent à rendre sensible à la décomposition. La teneur en quartz est remarquablement faible pour un granite et bon nombre de cristaux sont traversés par de grosses fissures. Si les phénocristaux d'orthose comptent pour beaucoup dans le total, les plagioclases des variétés les plus calciques (30 à 35 % d'anorthite) sont également abondants. Quant à la biotite, elle s'individualise sous forme de cristaux xénomorphes altérés dont la multiplication rompt la cohésion d'ensemble du matériel. La présence de minéraux d'altération et notamment de calcite provenant des micas noirs et des gros cristaux de sphène, est évidemment très significative.

Brusquement, à partir de Kilphedir, le modelé des versants change, quand la riv. Helmsdale pénètre dans la partie centrale du batholite. Les pentes se raidissent et atteignent couramment la valeur des talus d'éboulis (30-32°). De longs versants réguliers et massifs, au profil rectiligne apparaissent. A la base, ils sont bordés par des éboulis de gravité de taille moyenne mais généralement sains. Les caractères de la roche se modifient également de manière telle qu'un seul examen macroscopique rapide les fait apparaître. On passe à un granite à grain fin et homométrique, bien plus pauvre en minéraux ferromagnésiens mais en revanche nettement mieux pourvu en gros cristaux de quartz. Des analyses au compteur de points montrent que la teneur en quartz peut tripler ou

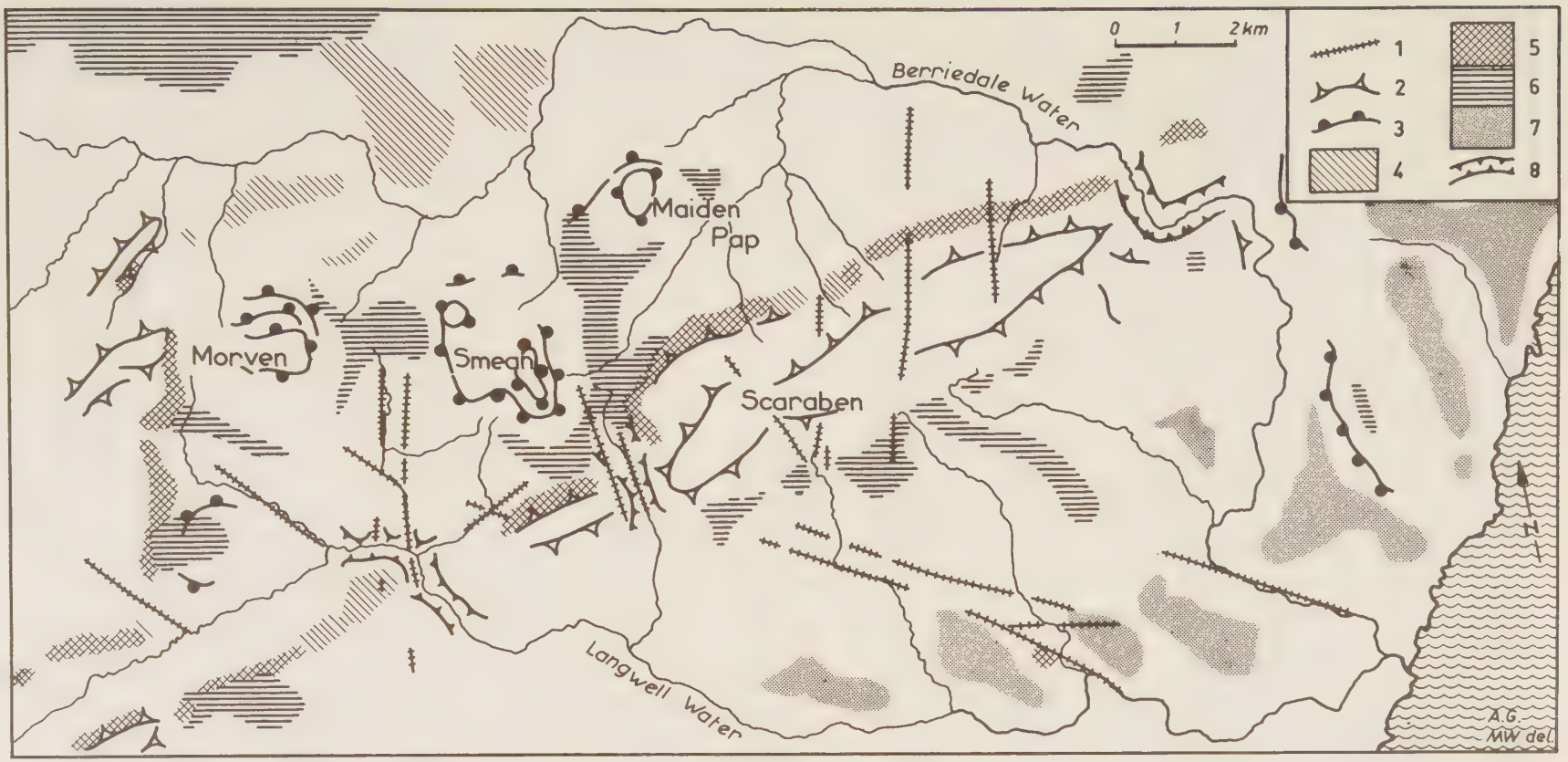


Fig. 159. — *Le relief appalachien de Langwell Forest (Caithness méridional)*

1 : creux de fracture ou vallée de ligne de faille. 2 : escarpement principal de quartzite. 3 : escarpement de Vieux-Grès-Rouge. 4 : surface prédévonienne peu inclinée. 5 : surface prédévonienne très inclinée. 6 : glacis de la surface écossaise. 7 : niveau pliocène. 8 : cluse.

quadrupler d'une variété à l'autre. Par contre la biotite devient rare. Si les plagioclases occupent parfois une place plus grande dans le total, ils contiennent d'ordinaire une proportion de chaux nettement plus faible.

Par rapport à cette variété de granite fin, peu altérable, on ne note pas de différences fondamentales en examinant les roches qui affleurent sur les plateaux côtiers. Ainsi le granite du Creag Thoraraidh qui fait partie du cœur du batholite a une texture fine ou très fine et une composition minéralogique qui l'apparentent de très près aux roches du Strath of Kildonan inférieur. En dépit d'une macro-fissuration faible (médiane de 5 diaclases au mètre), l'altération n'est pas négligeable, mais elle reste superficielle et ne prend de caractère prononcé qu'autour des cristaux de biotite qui n'abondent pas.

On aurait pu penser que le B. Mhealaich devait à un matériel particulièrement résistant d'avoir échappé au nivellement quasi général du batholite par la surface intermédiaire. En fait, un examen du granite qui le constitue ne confirme pas cette vue. Il s'agit d'une roche à grain moyen qui est voisine par sa composition minéralogique des autres variétés de « type central ». Mais elle ne bénéficie pas d'avantages particuliers, bien au contraire, car ses cristaux de quartz apparaissent, au microscope, traversés par de nombreuses fractures. Un début d'altération postglaciaire s'est emparé d'ailleurs des surfaces rocheuses en libérant un peu d'arène. Il n'y a donc aucune raison de considérer le B. Mhealaich comme un härtling. C'est un simple relief résiduel de position. Le B. Uarie et le B. Dhorain, qui au voisinage dominent eux aussi les plateaux de la surface intermédiaire, sans être sculptés dans les roches particulièrement résistantes (grès non conglomératiques) ne s'expliquent sans doute pas autrement.

Quant à la dépression « périphérique » du haut Glen Loth, qui sépare maintenant ces fernlinge de Vieux-Grès-Rouge du B. Mhealaich, elle est creusée en partie dans un granite à grain grossier et à texture pegmatitique. Les fissures qui pénètrent dans les cristaux sont si importantes et si nombreuses que beaucoup de quartz sont fragmentés. Plus que la composition minéralogique, c'est cette intense microfissuration qui doit être rendue responsable de l'affaiblissement du matériel, car la roche peut être pauvre en biotite par endroits. Les petits plans de couleur rouille qui séparent les agrégats de cristaux sont un indice d'altérabilité qu'on rencontre couramment dans les échantillons du lieu. Par contre le réseau régulier de diaclases qui découpe les volumes granitiques en parallélépipèdes empilés sur les ressauts, en vrac dans les éboulis, ne semble pas avoir un intérêt qui déborde beaucoup la morphologie de détail.

Au total, le dispositif semi-annulaire qui caractérise le batholite d'Helmsdale, à l'instar de beaucoup d'autres intrusions calédoniennes, se traduit bien dans le modelé. Grâce à une étroite collaboration entre les processus d'altération physico-chimique et les agents mécaniques d'érosion latérale et linéaire, les aplanissements tertiaires ont su tirer parti des différences pétrographiques existant à l'intérieur du massif granitique.

Avec les hautes buttes à flancs raides de Langwell Forest, nous retrouvons ces vigoureux reliefs résiduels dont la silhouette agressive et la situation perchée au-dessus de monotones plaines d'érosion ont déjà, à plusieurs reprises, excité notre curiosité dans le Centre-Nord du Mainland et le long de la région côtière du Nord-Ouest. Les hauteurs s'alignent principalement suivant deux bandes de roches résistantes : les quartzites moiniens d'un vieux synclinal calédonien, et les conglomérats jalonnant l'axe d'un synclinal de Vieux-Grès-Rouge un peu plus tardif. Comme par ailleurs la mise en valeur des différences lithologiques guidée par la tectonique ancienne, s'est faite à partir d'aplanissements tertiaires dont il reste plusieurs témoins, il est normal de classer le modelé du secteur parmi les reliefs appalachiens résiduels *(fig. 159)*.

L'alignement méridional de reliefs est le plus long, le mieux marqué et surtout le plus continu des deux. Il épouse une étroite bande de quartzites qui affleure sur près de 20 km de l'WSW à l'ENE, depuis le B. Dubhain jusqu'au Meall Dhonuill. Dans ces roches très résistantes mais assez diaclasées, sont sculptées des crêtes ou plutôt de longues échines au sommet calme et onduleux mais aux flancs raides, remarquablement rigides. Le Creag Scalabsdale ne mesure qu'un peu plus de 2 km, mais au Scaraben aucune coupure majeure ne rompt l'unité de la façade méridionale, longue de 6 km. Ces échines sont, à n'en pas douter, des reliefs résiduels perchés au-dessus de la surface intermédiaire, car cet aplanissement sans pénétrer beaucoup sur les quartzites, y a quand même laissé quelques témoins à proximité : le Meall na Caorach au pied du Scaraben, et vers l'Ouest, le Cnoc Coire na Fearna, fragment quartzitique soudé au plateau des Knockfin Heights. Si les séries détritiques du Vieux-Grès-Rouge ont dû recouvrir les échines, puisque les conglomérats montent à plus de 700 m à la butte du Morvern, alors que le point culminant du Scaraben ne dépasse pas 613 m, il est vain de vouloir rechercher les traces de la topographie infradévonienne sur les sommets. Quand un chapeau dévonien subsiste, comme au B. Dubhain, il est constitué d'une brèche quartzitique aussi dure que le quartzite lui-même et on conçoit mal que la première formation ait pu être défoncée sans que la seconde en ait pâtit. Même en admettant qu'une exhumation ait été possible en certains endroits, on ne peut pas l'imaginer tardive pour des reliefs aussi exposés et par conséquent on doit tenir compte des changements intervenus pendant le Tertiaire. Mais la lanière sommitale est étroite et variable en altitude, et il serait dangereux de fixer comme point de départ à l'évolution du relief appalachien un aplanissement tertiaire antérieur à la surface intermédiaire.

Un trait important du modelé des échines est la dissymétrie de leur profil transversal. Le Scaraben très caractéristique à cet égard, peut servir d'exemple : du côté nord, les longues pentes rectilignes sont suffisamment modérées pour que les débris de fragmentation et les éboulis puissent s'y maintenir sur la plus grande partie; au contraire le versant sud est une véritable barrière très continue, constituée d'une succession d'imposantes parois à peine incisées par le ravinement. Cette dissymétrie ne peut pas être l'héritage du Quaternaire froid, puisque le flanc le plus raide est tourné vers le sud. Il faut plutôt y voir le résultat d'une inégale conservation des aplanissements néogènes en bordure de l'échine, et notamment de la surface écossaise. En effet, ces aplanissements ne se sont guère inscrits dans les volumes de quartzites trop résistants. Aussi leur conservation dépend essentiellement de la nature des roches encadrantes. Au Nord, dans les grès, la surface écossaise a disparu la plupart du temps au contact avec les quartzites, par suite d'un défoncement qui a provoqué l'exhumation d'un versant redressé de la topographie infradévonienne (p. 495 et *fig. 160*). Par contre, au Sud, subsiste vers 260-300 m un admirable glacis de la surface écossaise tronquant les micaschistes et les gneiss moiniens. Vers l'Ouest, au-delà de la Langwell Water, il se prolonge sans discontinuité dans les granites. Sa position perchée au-dessus du niveau pliocène qui accompagne la Langwell Water ne permet pas de faire une confusion. Sa pente longitudinale assez accusée et son profil concave (40 /$_{oo}$ au pied de la montagne, mais beaucoup plus faible ensuite), son contact brutal avec le versant du Scaraben par un knick accusé en font un pédiment typique *(photo 56)*. Juché sur cet aplanissement de type semi-aride le Scaraben fait figure d'inselgebirge.

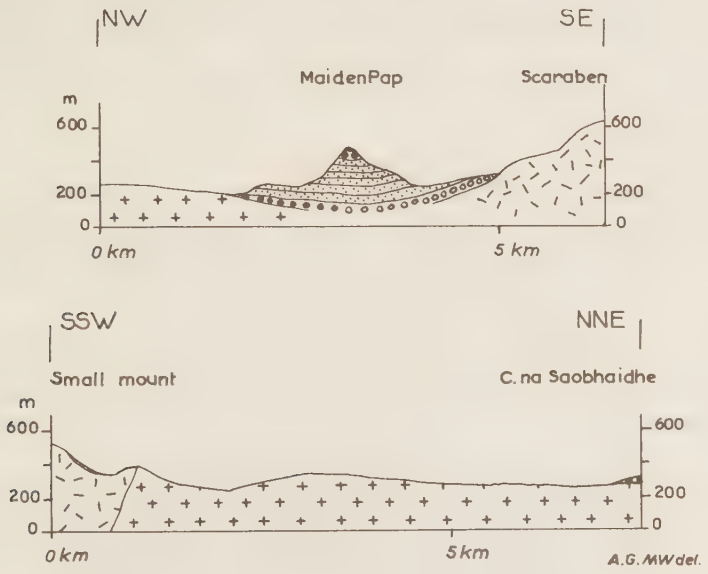


Fig. 160. — *Coupes à travers Langwell Forest (Caitness méridional)*
Pour la légende, voir la figure 97, p. 252.

Le chapelet de hautes buttes de Vieux-Grès-Rouge qui s'échelonne dans un synclinal un peu plus au Nord appartient à la même génération de formes que les échines de quartzite, car à la base des reliefs se retrouve le même aplanissement écossais. Moins bien conservé dans les grès et conglomérats dévoniens que sur le socle moinien du Sacaraben, il ne prend de grande extension qu'à partir des affleurements de Vieux Granite, où son plan dérive d'ailleurs d'une topographie infradévonienne régulière et peu déformée. Néanmoins les beaux vestiges de banquette non structurale conservés au pied des buttes vers 300 m, les restes de glacis qui soudent encore les knicks à la même altitude, ne laissent guère place au doute. Ces inselbergs alignés ont un modelé commandé par la structure. Si tous subsistent grâce à un chapeau de conglomérats intermédiaires qui leur confère une allure fière jusqu'au sommet, ils ont chacun une forme qui leur est propre. Le Morven est un puissant cône régulier qui doit le profil rectiligne de ses versants à la forte proportion ($> 2/3$) des conglomérats dans le total du volume en saillie. La table de Càrn Mòr-Smean est un fragment de synclinal perché au fond très évasé, aux rebords escarpés. Quant au petit Maiden Pap, si bien dénommé, il jalonne plus à l'Est l'axe du synclinal avec sa silhouette agressive où se reconnaît la superposition d'un sommet pointu de conglomérats sur les longues pentes douces et convexes sculptées dans d'épaisses masses de grès *(fig. 160)*.

Si les axes hydrographiques secondaires sont assez bien adaptés à ce relief appalachien en coulant dans les sillons gréseux et en évitant à la fois les conglomérats et les quartzites (ex. : l'Allt Aoil), les cours d'eau principaux d'installation moins récente ont un tracé transversal en désaccord avec l'organisation actuelle du

modelé. La Langwell Water et la Berriedale Water franchissent, en effet, l'échine de quartzite par des cluses étroites avant de converger tout près du littoral de la Mer du Nord. Ces deux cas d'inadaptation sont à dissocier. La Langwell Water est une rivière hétéroclite à dessin en baïonnette formé d'un assemblage de tronçons d'âge différent. Il est évident que la partie supérieure exactement ajustée à une longue gouttière de socle remplie de Vieux-Grès-Rouge s'est installée plus tardivement que le reste. On ne saurait manquer de noter, par ailleurs, que la section moyenne du cours d'eau a un tracé transversal moins aberrant qu'il n'y paraît tout d'abord : la cluse de Wag profite d'une courte interruption dans les affleurements de quartzite pour livrer passage à la rivière qui s'échappe du synclinal dévonien. Cette utilisation de la lithologie a eu pour effet de favoriser grandement la Langwell Water dans son creusement, car à travers les micaschistes sous-jacents elle n'a pas rencontré les difficultés qu'elle aurait eu en sciant les quartzites. D'autres cours d'eau transversaux ont éprouvé ces difficultés : témoin le ruisseau qui emprunte la cluse perchée à l'Est du Salvaich. L'explication la plus rationnelle consiste donc à voir dans la Langwell Water l'héritière d'un cours d'eau transversal profitant de son tracé hors des quartzites pour étendre son bassin en amont dans les grès. Mais la mise à nu des micaschistes suppose un dégagement des quartzites qui les recouvrent. Un recoupement par une surface d'altitude relativement basse a dû amplement faciliter les choses. La surface intermédiaire trop élevée est incapable de remplir le rôle. Par contre la surface écossaise qui précisément est largement développée à proximité sur les quartzites (Garvery Hill) comme sur les micaschistes (Mid Hill), est tout à fait à même d'expliquer la mise à jour des micaschistes et par conséquent la localisation de la cluse. La compréhension des formes exige comme point de départ de l'évolution, le défoncement d'un aplanissement d'altitude modeste.

La Berriedale Water est plus nettement désadaptée, puisqu'elle traverse les quartzites par une gorge de près de 2 km au lieu d'emprunter les affleurements de grès qui sont au voisinage. Mais au niveau de la surface écossaise encore représentée de part et d'autre de la rivière par des fragments de bas plateau, les deux formations étaient nivelées conjointement. La rivière surimposée sur cet aplanissement ne faisait que contourner l'échine du Scaraben et le Meall na Caorach, témoin de surface intermédiaire accolé à la montagne. Il s'agit donc d'un cas assez classique de surimposition marginale.

On remarquera l'importance du rôle tenu par la surface d'aplanissement écossaise dans la morphologie de Langwell Forest. Non seulement elle rend compte des caractéristiques du modelé, mais elle permet d'éclairer l'évolution du réseau hydrographique. Son recoupement au niveau des micaschistes explique la semi-adaptation de la Langwell Water, au niveau des quartzites l'inadaptation de la Berriedale Water.

Les transformations du relief opérées par les glaciers et les eaux de fonte pendant *le Quaternaire* froid sont loin d'avoir l'ampleur qu'elles prenaient plus au Sud. Cette diminution d'efficacité, assez surprenante puisqu'elle se fait en direction du Nord, ne tient pas à un englacemet moindre, mais plutôt à une proportion moindre de glaciers de vallée nettement localisés, à un étalement de la glace dans un paysage plus ouvert où la topographie imposait rarement une concentration des organismes glaciaires.

De la profonde reprise d'érosion préglaciaire visible partout, les glaciers n'ont pas tiré dans tous les lieux un égal profit. Les derniers beaux exemples de surcreusement glaciaire sont localisés le long de la riv. Brora inférieure, dans la partie terminale de la vallée qui se resserre au passage des conglomérats de Vieux-Grès-Rouge. Un puissant glacier, bien alimenté par le réservoir de Ben Armine Forest en arrière, a pu dans cette section, creuser un chapelet de quatre ombilics et couper des éperons à l'emporte-pièce (ex. Carrol Rock). Les seuils sont soulignés par de petits deltas anciens, un peu surélevés, dont le matériel directement dérivé de la moraine est incisé par les cours d'eau actuels et étalé de nouveau dans de petites flèches que le courant principal courbe vers le Sud. A la sortie du Loch Brora, l'importance de la zone d'accumulation morainique locale avec sa topographie montueuse et ses nombreuses buttes, témoigne de l'efficacité du ramonage du glacier de vallée immédiatement en amont. Il y a là un assemblage hétéroclite de matériaux prélevés à proximité plus ou moins grande : aux gros blocs de conglomérats et aux cailloux de grès recassés d'origine très proche se mêlent des blocs plus petits de gneiss et des volumes altérés et arrondis de granite provenant du bassin supérieur. Ce matériel a servi à l'édification d'une petite plaine d'épandage fluvio-glaciaire dont les sables et les cailloux ont été repris par la mer dans ses plages soulevées qui bordent le rivage et par la rivière dans ses alluvions fluviatiles. En effet, parmi les six terrasses que l'on peut distinguer le long de la basse riv. Brora, les deux plus élevées appartiennent vraisemblablement à un remaniement fluvio-glaciaire. La topographie est très caractéristique avec un sommet régulier dont émergent de temps en temps de petites buttes morainiques. Le matériel de cailloux emballés dans une matrice sableuse brune ressemble à celui de la moraine, mais il est mieux roulé et disposé plus régulièrement, sans être pour autant bien lité. En outre et surtout, ces dépôts se raccordent entre Fanich et Doll avec des bancs de galets disposés à plat dans une abondante masse de sable lavé et blanc appartenant à la plage soulevée supérieure. Un tel passage latéral qui serait exceptionnel pour une terrasse fluviatile est au contraire parfaitement normal pour un dépôt fluvio-glaciaire quand on sait que leur édification en général est contemporaine de celle des rivages anciens les plus élevés. Il n'y a aucune raison que le secteur fasse exception.

Photo 56. — *L'échine de quartzite de Scaraben et le glacis qui la borde.*
Vue vers le Nord. A gauche, la vallée de la Riv. Langwell. Au fond et à gauche, le Morvern.

Photo 57. — *Formes d'érosion dans le manteau de tourbe du Creag Thoraraidh.*
Le granite blanchi apparaît à la base de la tourbe. Le mètre donne l'échelle.

Au reste, les gorges et ravins qui entaillent l'escarpement de ligne de faille au voisinage sont là pour nous montrer qu'une active phase de dissection par les eaux de fonte marquait, comme ailleurs, la période d'élaboration de la plage soulevée supérieure. Le ravin qui, à l'Est de Socach Hill, s'encaisse dans les gneiss moiniens et les grès jurassiques est un exemple démonstratif. Né dans un creux tourbeux de la banquette de socle en arrière de la faille, il prend très vite des proportions telles que son incision atteint une trentaine de mètres en bordure de l'escarpement. Puis il cesse aussi vite qu'il a débuté en débouchant sur un ancien cône torrentiel qui se raccorde très bien avec le sommet de la plage soulevée supérieure, présente dans les environs à une altitude élevée (> 30 m). Le matériel du cône n'a subi qu'un transport très limité, car il est formé essentiellement de cailloux subanguleux de gneiss provenant du détachement de la roche par le gel le long des parois en amont. De nombreux fragments anguleux encombrent le fond du ravin et une petite coupure affluente, perchée. Il a fallu naturellement un organisme torrentiel à très fort débit de crue pour pouvoir transporter une telle masse de pierraille et pour creuser, avec la collaboration du gel, une telle entaille dans les grès jurassiques et le gneiss. Mais la période de façonnement a du être courte car le profil longitudinal à pente très accusée ($> 150\ ^{o}/_{oo}$) est encore accidenté par une série de cascades. Le ruisseau actuel tout juste capable d'inciser la plage soulevée sur un mètre environ n'est pas près de modifier l'état de choses laissé par la période froide.

Quand on a affaire à une vallée plus importante, où le creusement fluvio-glaciaire s'est fait en partie aux dépens du remblaiement morainique bouchant l'ancien talweg, l'évolution est d'autant plus compliquée que l'incision se poursuit de nos jours. Ainsi au Glen Loth inférieur, il est clair que la gorge est polygénique; le haut qui recoupe sur plus de 10 m la roche en place gréseuse ou la moraine est séparé d'une entaille de base de 3-4 m dans des grès diaclasés par un replat rocheux assez net qui se raccorde au sommet de la plage soulevée supérieure. Si l'érosion linéaire postglaciaire n'est donc pas négligeable, elle a été précédée néanmoins par un puissant creusement datant de la fin du Quaternaire froid.

Plus délicat est le problème concernant l'existence des cailloutis qui le long du littoral, de Golspie à Helmsdale, reposent sur le manteau morainique. Recoupés sur leur bord inférieur par les rivages anciens, ils montent couramment au-dessus de 40 m, donc jusqu'à des altitudes nettement plus fortes que celles des plages soulevées les plus hautes. Si leur âge postérieur au maximum glaciaire et antérieur à la plage soulevée supérieure ne fait aucun doute, en revanche leur origine n'est pas claire. La question a été déjà débattue dans le Mémoire du Geological Survey sur la région [366]. Deux explications sont théoriquement possibles : ou bien il s'agit d'une ancienne plage marine démantelée par l'érosion; ou au contraire c'est un dépôt fluvio-glaciaire. Nos propres observations sont résolument en faveur de la seconde hypothèse : 1) le matériel qui dérive directement du remaniement morainique, présente de nombreux points de ressemblance avec les autres accumulations fluvio-glaciaires. Généralement il est composé de cailloux mal roulés ou subanguleux de conglomérats, de gneiss et même de grès (1) emballés dans une matrice sableuse ou limono-sableuse fortement teintée en ocre par l'oxyde de fer. 2) Une analyse granulométrique de la fraction fine montre que le classement est radicalement différent — par les indices, comme par l'allure de la courbe — de celui qui caractérise les sables marins et plus particulièrement les sables des plages soulevées de la région *(fig. 161)*. Bien que distants de plus de 10 km, les dépôts sableux de Kintradwell et de Portgower ont des courbes très voisines où le classement médiocre s'apparente à celui des moraines sableuses remaniées. 3) L'étude morphoscopique des grains de quartz ne fait que confirmer les résultats obtenus par la granulométrie (tableau VII). Les deux dépôts de Kintradwell et de Portgower ont des caractéristiques très proches qui ne sont pas du tout celles des sables des plages marines soulevées. Non seulement l'indice d'émoussé global est nettement plus bas, avec une proportion bien plus faible d'arrondis-luisants et même de subanguleux-luissants, mais encore l'hétérogénéité des grains classés suivant leur aspect de surface apparaît bien plus importante : en l'absence d'usure par les vagues, les grains mats d'origine continentale provenant du Vieux-Grès-Rouge et les grains taraudés portant les marques d'une action pédologique occupent dans le décompte une place qui n'est pas négligeable. Par comparaison, les sables de la plage soulevée supérieure de Sydera sont complétement dépourvus de ces deux dernières catégories de grains et ne comportent que des quartz luisants. Les dépôts de cailloutis qui jalonnent la plaine littorale sont donc très vraisemblablement d'origine fluvio-glaciaire. Leur répartition à l'écart du débouché des principales vallées (donc résiduelle), leur position perchée au-dessus des rivages anciens les plus hauts sans raccord visible avec eux, en font des accumulations différentes des simples cônes de transition qu'on rencontre habituellement dans la région côtière orientale. Ils sont plus anciens et appartiennent sans doute au drainage marginal d'un glacier en nappe antérieur à la dernière glaciation de vallées. Certains remblaiements de cailloutis ayant un sommet qui se raccorde à la base de ravins situés en arrière — c'est le cas à Kintradwell par exemple — on doit réserver aux eaux de fonte la possibilité d'avoir effectué des entailles à une date plus reculée que le Tardiglaciaire.

(1) Les galets de grès subanguleux ou mal roulés sont fréquents dans ce dépôt, alors qu'ils sont rares dans le matériel des plages soulevées, même les plus hautes (fig. 162 et 163).

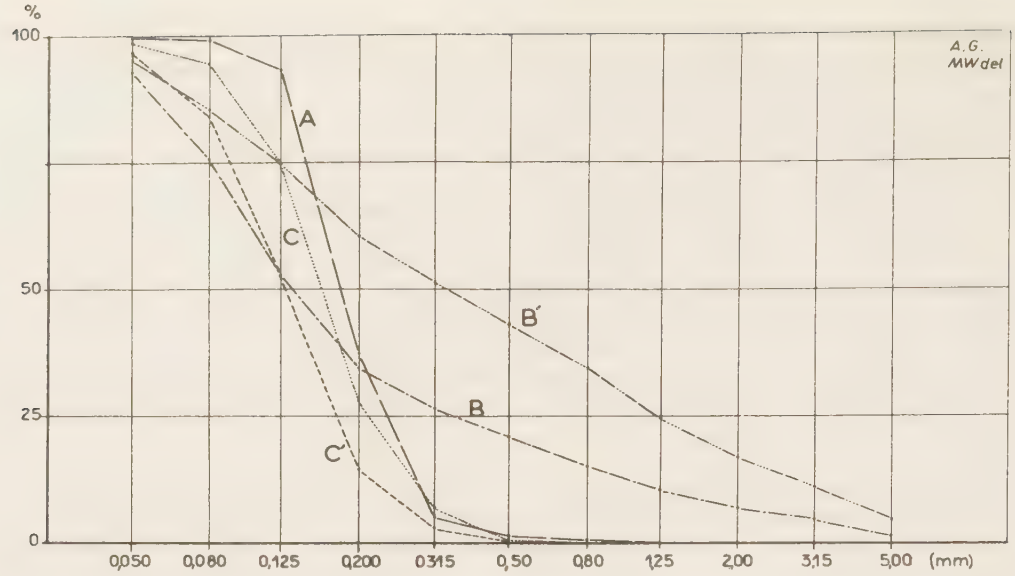


Fig. 161. — *Courbes granulométriques cumulatives de quelques formations sableuses de la région côtière orientale (Moray Firth).*
Echelle semi-logarithmique.

	Médiane	Q d Φ	So
A : sable marin de la plage soulevée supérieure (+ 21 m HWM), Sydera, Dornoch Firth	0,180	0,37	1,28
B : dépôt sableux dominant les plages soulevées, Kintradwell, N de Brora	0,134	1,09	2,15
B' : dépôt sableux dominant les plages soulevées, Mill à l'Est de Portgower	0,340	1,66	3,18
C : sable fluvio-glaciaire, Strathrory.	0,160	0.41	1,34
C' : sable fluvio-glaciaire, Invershin	0,130	0,48	1,40

Dans les granites du massif d'Helmsdale, les glaciers ont, à l'exception de Strath of Kildonan, plus contribué à empâter le relief qu'à l'affouiller. La parenté de modelé entre les vallées et vallons affluents est évidente. A la descente convexe de la partie supérieure des versants fait suite le plus souvent un replat doucement incliné auquel met fin un brutal encaissement accompagné de grandes pentes raides légèrement concaves. Ce dispositif topographique qui se retrouve à de nombreux exemplaires s'explique par la dissection d'un épais remblaiement morainique occupant toute la portion inférieure de vallées profondément creusées dans le granite. Un tel empâtement des formes par la moraine ne résulte pas uniquement de l'importance de l'accumulation dans un matériel apte par ses altérites préglaciaires à fournir de grandes masses de débris fins, il provient également d'une impuissance des glaciers et des eaux de fonte qui en sont issues à dégager correctement des vallées creusées pour une bonne part avant leur arrivée. Quant au travail actuel d'érosion linéaire, il représente encore dans le creusement total des profondes coupures entaillant les accumulations et par endroits la roche en place, une contribution modeste. Certains ravins sont morts. D'autres, comme celui de Navidale qui recoupe à la fois le manteau morainique et un granite altéré sous-jacent, sont seulement utilisés par un maigre cours d'eau

Le Caen Burn constitue un bon exemple de ces vallées affluentes encore partiellement occupées par la moraine, avec son remblaiement qui en amont grimpe jusqu'au tiers au moins des versants. Dans le creusement de ces accumulations et des granites plus ou moins désagrégés qu'elles recouvrent, une étape importante est marquée par les éléments de terrasse ou de replat rocheux qui dominent le lit du cours d'eau de 4 à 5 m. Ils séparent, en effet, la partie du profil de dissection imputable aux eaux de fonte de celle qui est à mettre au compte du creusement postglaciaire proprement dit. La première est burinée par une série de ravins morts, contrairement à la seconde. Malgré l'existence d'un hiatus entre la terrasse et les restes de plage soulevée supérieure qui remontent le Strath of Kildonan jusqu'à Caen, le raccord entre les deux accumulations n'apparaît pas imposible. Un arrangement analogue est visible plus en amont sur le Strath, dans la petite cuvette de Baile an Or, près de Kildonan. Mais nous sommes ici en dehors des limites des affleurements du granite et les accumulations sont d'autant moins importantes que le glacier, empruntant la vallée principale de la riv. Helmsdale a effectué un récurage plus poussé. Toutefois la distinction entre la haute terrasse d'origine froide au rebord dentelé par les multiples morsures des ravins d'eau de fonte et la basse terrasse postglaciaire est parfaitement

nette. Le remblaiement supérieur n'est sans doute pas entièrement morainique, mais en partie fluvio-glaciaire, à en juger d'après le début de classement des matériaux grossiers.

Il est aisé d'évaluer l'importance du travail postglaciaire de creusement sur la basse riv. Helmsdale, car la plage soulevée qui a pénétré dans la vallée sert de niveau-référence. L'encaissement du cours d'eau qui atteint plus de 3 m, ne se fait pas seulement aux dépens des accumulations, mais également par endroits aux dépens du granite. Ce résultat d'apparence surprenante peut difficilement s'expliquer par la seule altération de la roche en place qui est inégale d'un point à l'autre. La tendance au soulèvement qui caractérise de nos jours la région est peut-être plus marquée suivant un axe traversant la rivière vers Caen, si l'on en croit la légère déformation des plages soulevées (v. p. 533). Une incision postglaciaire du même genre est également visible le long du Caen Burn. Naturellement, des affluents plus petits n'ont pas été capables du même travail : le ruisseau qui emprunte un profond ravin immédiatement à l'Est de Caen s'est contenté de faire une entaille dans la moraine en glissant sur la roche en place, un granite sain à grain fin. L'ampleur du calibre de la petite vallée dans la roche en place donne une idée de l'importance du creusement préglaciaire au cœur du massif granitique.

Pendant que se poursuit l'incision des fonds de vallée, les surfaces calmes des plateaux granitiques sont soumises à une lente érosion chimique. Le granite violemment décoloré et blanchi par le départ du fer sous l'action des eaux acides issues du manteau tourbeux, perd peu à peu toute cohésion. Il se désagrège et libère une arène grossière où coexistent les graviers des phénocristaux de feldspaths et les fragments plus menus des quartz anguleux. Les gros cailloux et blocs qui subsistent au voisinage sont tous taraudés.

Dans la fraction argileuse des régolites, l'analyse montre, comme à l'accoutumée, une forte prédominance de l'illite issue de la roche-mère. Mais la part non négligeable de la vermiculite (tableau VIII) trahit déjà une évolution pédogénitique poussée en milieu acide (podzol). Cette désagrégation actuelle est parfaitement observable au sommet du Creag Thoraraidh, grâce à l'érosion qui s'est emparée de la tourbe à la suite d'une exploitation inconsidérée sur des pentes douces. La couverture végétale et le sol qu'elle protégeait ont été découpés en longues lanières et en petites buttes par de larges chenaux de ravinement parallèles, profonds de 1 à 1,50 m en général *(photo 57)*. Ce creusement a eu pour effet de juxtaposer deux milieux très différents : l'un hyperhumide, celui des chenaux où l'eau acide ruisselle dans la roche décomposée en entrainant les particules libres et en les concentrant en petites plages ayant jusqu'à 5 cm d'épaisseur, l'autre remarquablement asséché, celui des microbuttes et des petites crêtes.

Ces formes en saillie, colonisées à leur partie sommitale par la callune ne bénéficient habituellement d'aucune protection sur leurs flancs nus où affleure la tourbe sèche. Aussi sont elles très souvent la proie d'un affouillement éolien capable de créer des surplombs que les moutons entretiennent et agrandissent.

Dans le Sud du Caithness, les actions glaciaires ont été encore moins concentrées que dans le Sutherland oriental et les formes de creusement s'effacent devant la prédominance des accumulations en provenance de grandes nappes de glace mal définies. Le manteau morainique n'a d'ailleurs pas toujours la puissance qu'on serait tenté de lui attribuer. Assez épais dans les profondes vallées qu'il bouche partiellement, dans les vallons qu'il oblitère complètement, il s'amincit rapidement sur les versants et les interfluves. On est surpris de constater dans la partie supérieure de la Berriedale Water la minceur de la moraine dès qu'on s'éloigne de l'axe de la vallée : un encaissement d'un mètre ou deux seulement fait apparaître des coupes de grès en plaquettes le long des petits ruisseaux affluents. Aussi les traits majeurs du relief de Langwell Forest n'ont ils pas été masqués par les dépôts glaciaires et les cours d'eau ont pu retrouver en gros leur tracé antérieur. Il est vrai que, comme dans le bassin de la riv. Helmsdale, les eaux de fonte ont largement contribué à dégager les vallées préglaciaires des masses de débris d'origine périglaciaire qui s'y étaient accumulés.

Le déblaiement a été très inégal suivant les lieux. Il est naturellement très faible dans les portions supérieures des bassins. Ainsi la Berriedale Water coule à l'amont sur des kilomètres dans une vallée extrêmement évasée où la conservation du manteau morainique maintient un état de choses très voisin de celui de la fin de la dernière glaciation. Il faut attendre d'être à 2-3 km de Braemore pour voir apparaître les premières formes de dissection de la moraine et du grès sous-jacent. Encore faut-il noter que ces entailles se sont effectuées à un moment où la rivière disposait d'une puissance nette et d'une compétence bien supérieures à celles d'aujourd'hui, car le cours d'eau est maintenant sous-adapté par rapport à la vallée à méandres encaissés sur laquelle débouchent des ravins morts et suspendus.

Dans les endroits resserrés, le dégagement du drift a été beaucoup plus poussé. Le long de la cluse de la Berriedale Water, ne subsistent plus que des lambeaux de l'ancienne couverture de moraine de fond, épais il est vrai de plusieurs dizaines de mètres. Dans la section ouest-est de la gorge, ils se sont conservés en exposition nord sur le versant sud, tandis que de l'autre côté, les eaux de fusion ont remis à nu le grand versant rectiligne de quartzites, saupoudré d'éboulis clairs. L'imperfection du travail de nettoyage tient donc ici au mode d'action fluvio-glaciaire dont la localisation marginale a permis la création d'une belle dissymétrie. Mais le creusement ne s'est pas effectué seulement aux dépens de la moraine : il a mordu sur la roche en place de plusieurs mètres

par endroits (1). Les étapes soigneusement enregistrées par le quartzite dur semblent plus complexes que celle de la basse riv. Helmsdale, car la fin de la période froide a introduit apparemment deux discontinuités dans le profil transversal au lieu d'une. La plus ancienne est représentée par un large niveau perché à 7-8 m au-dessus du lit. Tantôt ample terrasse bien plane constituée de débris subanguleux ou à peine roulés, tantôt vaste replat rocheux taillé dans les quartzites gélifs, il sert de niveau de base local à bon nombre de ravins d'eau de fonte entaillant les versants. Mais en contrebas de ce niveau supérieur, existe une autre coupure non moins nette vers 3-4 m d'altitude relative — terrasse ou replat suivant les lieux — à laquelle se raccordent des ravins qui ont évolué plus tardivement mais qui peuvent être suspendus. Il est difficile de savoir si la terrasse moyenne de la rivière principale est comme celle qui la surmonte d'origine fluvio-glaciaire ou non, car les ravins affluents ont suivant les lieux continué plus ou moins tard leur travail de creusement. Ainsi sur le flanc sud du Cnoc na Feadaige bordant la Berriedale Riv., par exemple, s'observent deux ravins qui, incisés aux dépens du remblaiement morainique de vallons préglaciaires, ont connu cependant une évolution bien différente. Le premier légèrement entaillé dans la moraine est mort et nettement suspendu; le second a réussi à poursuivre son incision au rythme de la rivière dans le lit de laquelle il débouche sans la moindre rupture de pente. Compte tenu du raccord avec quelques ravins suspendus, de la parfaite planation dans les roches dures mais sensibles au gel que sont les quartzites, de la hauteur au-dessus du lit, nous serions tenté de dater aussi l'élaboration de cette terrasse de la fin de la période glaciaire. Cette rupture de pente pourrait être l'homologue de celle qui a été rencontrée le long de la riv. Helmsdale inférieure dans les granites. Quant à la terrasse inférieure, la seule qui soit représentée dans les grès de la partie inférieure de la Berriedale Riv. en aval de la cluse, elle est de toute évidence postglaciaire. Par son altitude relative et les caractéristiques de son matériel, elle est très proche des accumulations qui accompagnent les autres fleuves côtiers du Moray Firth en s'emboîtant dans les plages soulevées d'âge tardiglaciaire.

Bien entendu, avec l'adoucissement postglaciaire du climat les manifestations du modelé de détail périglaciaire se sont réfugiées sur les montagnes. Encore aujourd'hui s'observe sur le sommet du Scaraben un beau champ de pierrailles anguleuses débitées par le gel dans les quartzites. Si l'altitude est insuffisante pour permettre une intense gélivation actuelle, les cassures fraîches ne sont pas absentes. Les débris cheminent sur les versants par des coulées de pierraille localisées ou encore s'ordonnent en une succession de terrassettes festonnées. Les festons larges de 2 à 5 m, hauts de 0,50 m à 1 m, n'ont pas tous leur rebord convexe occupé par la végétation : certains avancent encore. Quelques terrassettes entièrement nues sont de toute évidence fonctionnelles.

c. Le littoral et les plages soulevées

La côte nord-ouest du Moray Firth est caractérisée par une prépondérance marquée des rivages bas d'accumulation : les hautes falaises continues ne commencent qu'avec le Caithness. Ce trait qui l'oppose nettement aux côtes occidentales s'explique d'abord par la grande abondance des débris d'origine continentale fournis par les glaciers, les grands cours d'eau et surtout par les organismes fluvio-glaciaires. A. G. Ogilvie dans son étude des régions littorales du Moray Firth a montré que nombre de plages anciennes avaient emprunté leur matériel aux grandes nappes étalées par les eaux de fonte et que la distinction entre accumulation marine et accumulation fluvio-glaciaire n'était pas commode en raison des remaniements [325]. Nous aurons l'occasion de voir un peu plus loin qu'il existe une indiscutable filiation entre les cailloux des moraines et des remblaiements fluvio-glaciaires et les galets des plages marines. Mais la masse des débris continentaux n'explique pas tout, il faut également tenir compte de l'exposition au Sud-Est d'une côte qui est le plus souvent orientée SW-NE, c'est-à-dire parallèlement aux vagues de tempête les plus efficaces. Ce dispositif d'origine tectonique est plus favorable aux transports par courants littoraux qu'à une active érosion marine. Certes les vagues bénéficient d'un fetch assez étendu, mais tourné vers l'Est ou vers le Sud-Est, directions qui sont rarement troublées par des vents violents. Les seules côtes exposées au Nord-Ouest ou à l'Ouest, dans le Cromarty Firth ou à l'extrémité de la péninsule de Tarbat Ness, voient l'effet de leur bonne exposition annihilé par les dimensions beaucoup trop réduites du fetch.

La dynamique des accumulations côtières aurait mérité une série d'analyses de détail que justifiait amplement la grande richesse des combinaisons de formes. Déjà en 1914, Ogilvie avait retracé les étapes de l'évolution des deux flèches littorales qui barrent l'entrée de l'Inverness Firth [324]. Dans le fond de ce vaste entonnoir que constitue le Moray Firth, il attribuait à côté du rôle des vagues, une grande importance aux courants de marée. Pour lui, cette double action était à même de rendre compte des caractères des constructions de Chanonry Ness et de Fort George, à condition d'inscrire l'histoire de leur formation dans le cadre plus général du soulèvement isostatique postglaciaire qui n'a pas laissé moins de quatre traces de plages anciennes. L'intérêt de ce genre d'analyse n'est pas douteux et bien d'autres constructions littorales auraient mérité de voir leur histoire débrouillée

(1) Cet encaissement dans les quartzites a donné naissance à un petit méandre imprimé, dont le tracé guidé par une diffluence glaciaire recoupe curieusement le grand lobe convexe de la vallée préglaciaire.

Photo 58. — *Les plages soulevées de Hilton of Capdoll.*
A gauche, la plage intermédiaire, au premier plan, la plage inférieure. Vue vers le Nord-Ouest.

de pareille façon. Mais ce travail de reconstitution admissible pour un secteur limité n'est plus guère possible sur une grande échelle. Il déborde en tout cas le cadre de notre étude d'ensemble de la côte nord-ouest du Moray Firth.

On ne saurait toutefois passer sous silence l'existence de cette guirlande de plages soulevées qui frange presque sans interruption le littoral du Moray Firth en lui donnant une indéniable unité *(photo 58)*. Ces rivages perchés, sans parler du rôle évident qu'ils tiennent dans le paysage actuel, peuvent nous fournir d'utiles précisions sur l'origine et l'évolution du matériel meuble côtier et sur le sens et l'ampleur des mouvements de rétablissement isostatique de l'écorce après la disparition des glaciers.

Mais bien entendu, si l'on veut utiliser correctement les plages soulevées, il faut au préalable pouvoir les distinguer clairement les unes des autres. C'est là que réside précisément une des difficultés majeures de l'entreprise. Jusqu'ici les géologues britanniques et à leur suite les morphologues, ont toujours eu coutume de désigner les différents rivages par leurs altitudes respectives en pieds; les trois niveaux principaux étant la « 100-foot beach » (30,5 m) la « 50-foot beach » (15 m) et la « 25-foot beach » (7,5 m). Cette simple énumération montre bien ce que peut avoir de conventionnel un tel mode de désignation où la précision rigide des chiffres fait illusion. Les altitudes réelles s'inscrivent presque toujours en-dessous des valeurs-références, mais quelquefois elles sont placées au-dessus. Couramment on est contraint de rattacher à la « 100 foot beach » une plage de 75 pieds, à la « 50-foot beach » une plage de 37 pieds, etc. sous peine d'être obligé de multiplier les niveaux intermédiaires, avec tous les risques de confusion que cela comporte. Sur la côte orientale, en bordure du Moray Firth, une plage supplémentaire a dû être individualisée à l'altitude (toujours aussi conventionnelle) de 15 pieds (4,5 m). Mais il fallait préciser que dans le Caithness ce rivage n'était plus qu'à 5-8 pieds. Une même plage ancienne varie en effet d'altitude suivant l'importance du relèvement isostatique. En outre, dans un secteur, même restreint, les différences d'exposition se traduisent par de notables changements de hauteur (1). C'est pour éviter tous ces inconvénients, que nous avons tout simplement désigné les plages soulevées par les termes purement descriptifs mais volontairement vagues de plages « supérieure », « intermédiaire », « inférieure ». La première est contemporaine du début du retrait des glaciers dans les grandes vallées de la côte orientale, la seconde contemporaine d'un stade de réavancée affectant quelques profonds glens de la côte occidentale ou même légèrement antérieure (Loch Torridon par ex.). Quand à la dernière, elle a été quelquefois appelée « néolithique » dans les environs de Mull, en raison des découvertes effectuées à Oban dans les grottes appartenant à cet ancien rivage. Mais il n'est pas sûr que la plage inférieure, surtout celle de la côte est, soit effectivement d'âge néolithique. On ne peut, en effet, manquer d'être frappé par la présence sur certains de ces vieux estrans perchés d'ordinaire entre 1 et 5 m au-dessus du niveau des plus hautes mers, de formes périglaciaires caractéristiques, notamment de coulées de head. Celles qui sont visibles au Nord de Portmahomack par exemple comportent des blocs et des cailloux anguleux accompagnés de dalles de grès. Elles sont clairement contemporaines de l'ancien rivage situé à plus de 3 m, puisque l'épaisse couche de head à blocs est comprise entre deux bancs de galets marins. Ces manifestations périglaciaires sont surtout développées quand le matériel disponible sur l'estran est riche en grès tendres et argileux. Aussi se retrouvent-elles, après une interruption le long des côtes du Sutherland, en bordure du Caithness. Compte tenu des conditions climatiques froides nécessaires à la réalisation de ces phénomènes, il est logique de penser que l'âge de ces plages inférieures remonte à une époque plus reculée que le Néolithique.

Il était tentant de rechercher si d'autres critères que l'altitude étaient disponibles pour identifier les plages soulevées. Nous nous sommes adressé naturellement aux caractères du matériel et en premier lieu à la nature lithologique des galets et à leur taille; puis à l'émoussé des cailloux d'une roche déterminée (gneiss moinien). Il resterait à analyser en détail la fraction fine, tant du point de vue granulométrique que morphoscopique. Si ce premier sondage n'a pas toujours donné les résultats escomptés, il nous a permis néanmoins de mettre en lumière quelques relations intéressantes.

Toute la valeur de ce genre d'analyse repose évidemment sur les précautions prises dans l'échantillonnage. S'il est facile d'éviter toute confusion avec les dépôts morainiques contre lesquels son plaquées les plages ou bien avec les dunes qui les bordent ou les recouvrent à la base, en revanche la ligne de démarcation avec les nappes fluvio-glaciaires n'est pas toujours aisée à tracer. Nous nous sommes efforcé de limiter nos prélèvements aux endroits les plus caractéristiques, où les rivages anciens se distinguaient topographiquement les uns des autres à la fois par une différence d'altitude et par une rupture de pente (falaise morte). En outre, nous avons tenu à ne comparer que des lots de galets provenant de lieux rapprochés, gardant d'une plage à l'autre la même exposition. Enfin, seules les grandes coupes fraîches susceptibles de fournir un large éventail représentatif de l'ensemble du matériel ont été retenues. Ces diverses exigences réduisent beaucoup le nombre d'échantillons. Dans les relevés de nature lithologique, les galets de longueur supérieure à 2,5 cm ont seuls été dénombrés, car en-dessous de cette taille la détermination pétrographique rapide devenait douteuse.

(1) Tout récemment, C. A. M. King et P. T. Wheeler ont bien proposé d'adopter une terminologie reliée aux dénominations des zones-standard des pollens, mais il est piquant de remarquer qu'ils se fondent presqu'uniquement sur les altitudes pour leurs dénominations [252].

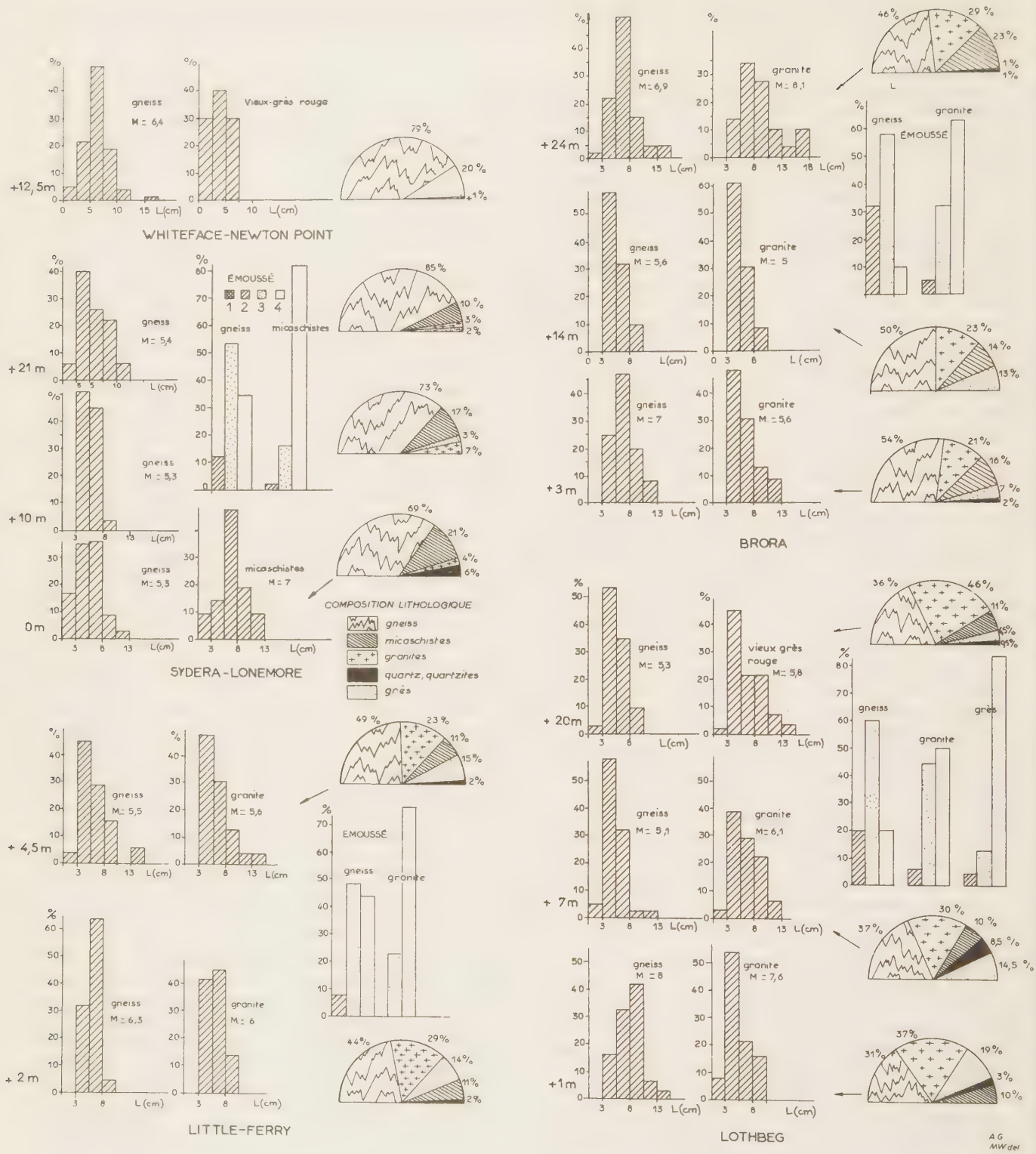


FIG. 162. — *Les galets des plages soulevées de la côte orientale. Histogrammes des tailles; émoussé « à vue »* (1 : anguleux, 2 : subanguleux, 3 : mal arrondis, 4 : bien arrondis); *nature lithologique.*

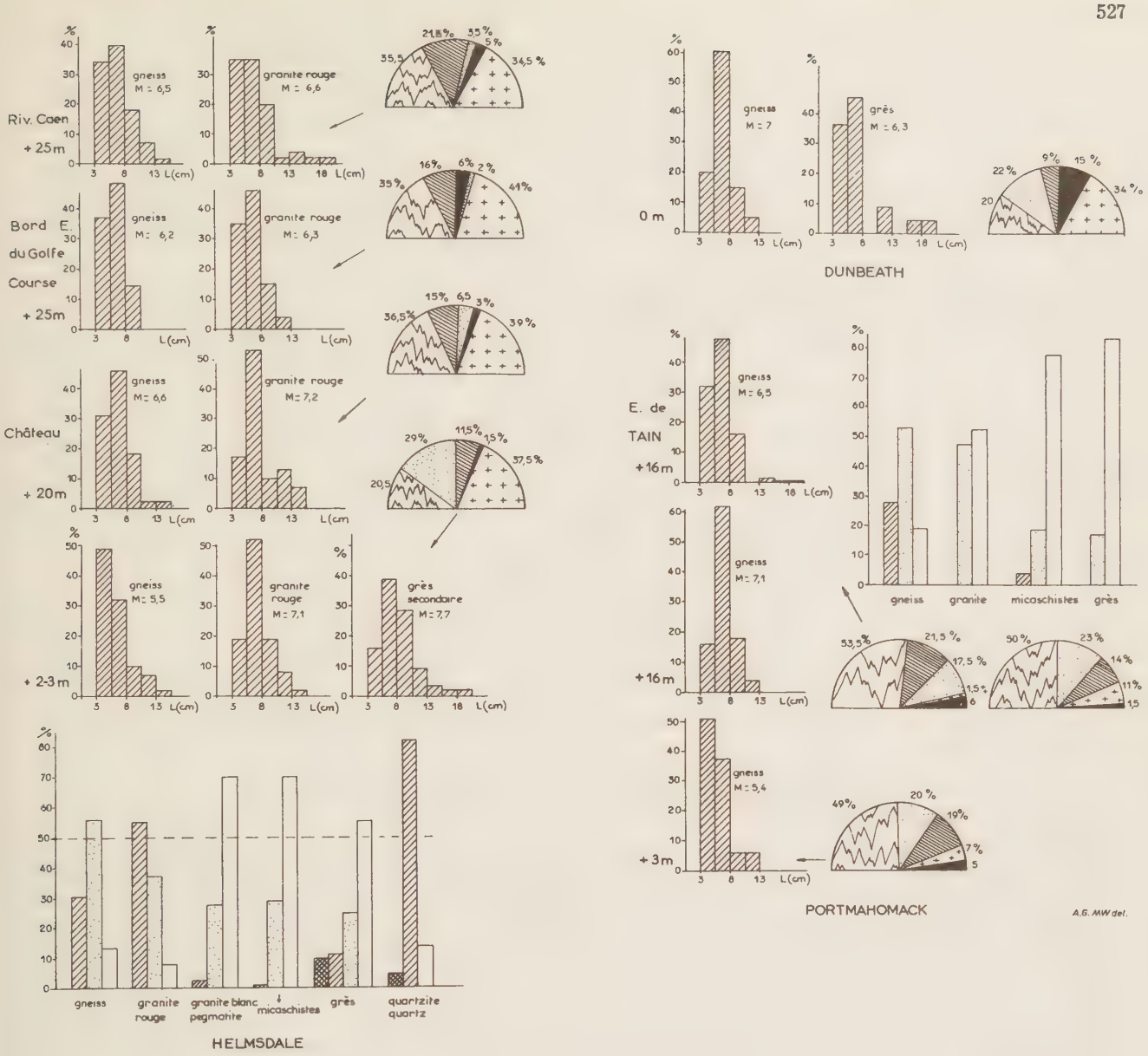


FIG. 163. — *Même légende que la figure 162.*

Les galets qui composent la fraction grossière du matériel des plages sont de nature variée. Pourtant quelques grandes catégories de roches aisées à reconnaître se retrouvent dans la plupart des échantillons *(fig. 162 et 163)*. Ce sont les cailloux subanguleux de gneiss moinien présents partout en proportion importante, les grès provenant des sédiments dévoniens ou secondaires et représentés sous forme de galets de taille réduite mais bien arrondis, les granites qui en dépit de leur dimension assez considérables sont émoussés car ils ont bénéficié d'une altération antérieure à la prise en charge par la mer. A Helmsdale, il est nécessaire toutefois de distinguer plusieurs sortes de granites, car la roche rougeâtre d'origine locale fournit des galets nettement moins émoussés que ceux qui viennent des autres roches granitiques de l'arrière-pays. Cette différence tient à une altérabilité plus faible, dont nous avons déjà montré l'intérêt dans le modelé. Si nous ajoutons à cet inventaire les grands galets de micaschistes le plus souvent bien émoussés et les petits cailloux de quartz ou de quartzite anguleux et subanguleux, nous avons fait le tour des principaux types de roches rencontrés. Ils forment à eux tous plus des 9/10e de l'ensemble du matériel.

Naturellement, les proportions respectives varient d'un point à l'autre et sont liées aux affleurements situés en arrière de la côte. Si à partir de Lothbeg la part du granite augmente brusquement tandis que celle des gneiss diminue corrélativement, c'est évidemment en raison de la présence du batholite d'Helmsdale non loin du littoral. Mais ce serait une erreur de croire que la filiation est nécessairement simple et directe. L'alimentation des

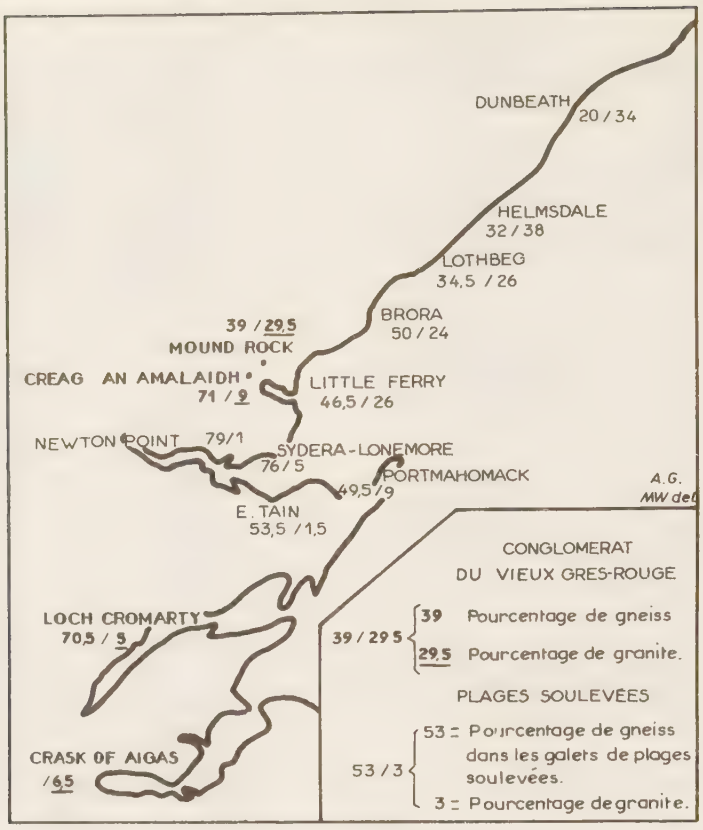


Fig. 164. — *Nature lithologique des galets des plages soulevées* comparée à celle des galets du conglomérat de Vieux-Grès-Rouge en arrière.

plages en cailloux a été assurée par de nombreux intermédiaires qui se sont relayés à des intervalles de temps parfois considérables. Le conglomérat du Vieux-Grès-Rouge, grand fournisseur de galets variés constitue l'étape la plus ancienne et une des plus fondamentales. Il suffit de comparer les pourcentages de cailloux de gneiss et de granite contenus respectivement dans les plages soulevées et dans les conglomérats dévoniens affleurant en arrière, pour s'en rendre compte *(fig. 164)*. Les « boulder beds » kimméridgiens ont joué le même rôle de stock à une échelle plus modeste. Mais c'est surtout dans l'abondante réserve des accumulations glaciaires et fluvio-glaciaires que la mer a puisé largement. Il y avait là une masse de matériaux aisément mobilisables aux dépens de laquelle se sont construit les plages anciennes. Or la nature des cailloux et des blocs qui rentrent dans la composition de la moraine ou des nappes fluvio-glaciaires dépend davantage des affleurements du centre du Mainland que de la géologie de la région côtière proprement dite. Plusieurs anomalies du spectre lithologique des galets de plage peuvent s'expliquer ainsi par les transports des glaciers et des eaux de fonte. A Helmsdale, la prépondérance du granite tout en étant marquée est loin d'être aussi écrasante qu'on ne l'attendrait d'un secteur dominé par un large batholite granitique. Ce sont les glaciers et plus spécialement celui du Strath of Kildonan qui sont responsables d'une alimentation où entrent pour une bonne part les gneiss, les micaschistes et même dans une moindre mesure les quartzites. De manière analogue, on est surpris de constater que dans le secteur essentiellement gréseux du bassin du Cromarty, les plages anciennes de Tain ou de Portmahomack comprennent une aussi forte proportion de roches en provenance du socle, alors que les grès ne représentent seulement qu'un cinquième ou un quart du total des galets. La fragilité relative des grès qui les fait passer dans la fraction fine n'explique pas entièrement cette sous-représentation. Il faut aussi faire appel à l'origine des matériaux.

La nature des galets varie-t-elle suffisamment en un même lieu d'une plage soulevée à l'autre pour fournir un critère de distinction entre les rivages ? A cette question, la vérité oblige à répondre en général par la négative. Théoriquement, on aurait pu penser qu'en raison des remaniements successifs opérés par la mer, les catégories de roches les plus résistantes auraient tendance à accroître leur pourcentage dans les galets des plages les plus récentes, tandis que les variétés les plus fragiles, éliminées progressivement par le passage dans la fraction fine diminueraient au contraire d'importance relative. Ce mécanisme ne se vérifie guère qu'à Brora : les gneiss moiniens et accessoirement les quartzites ont une proportion qui augmente vers le bas, alors que les granites et les

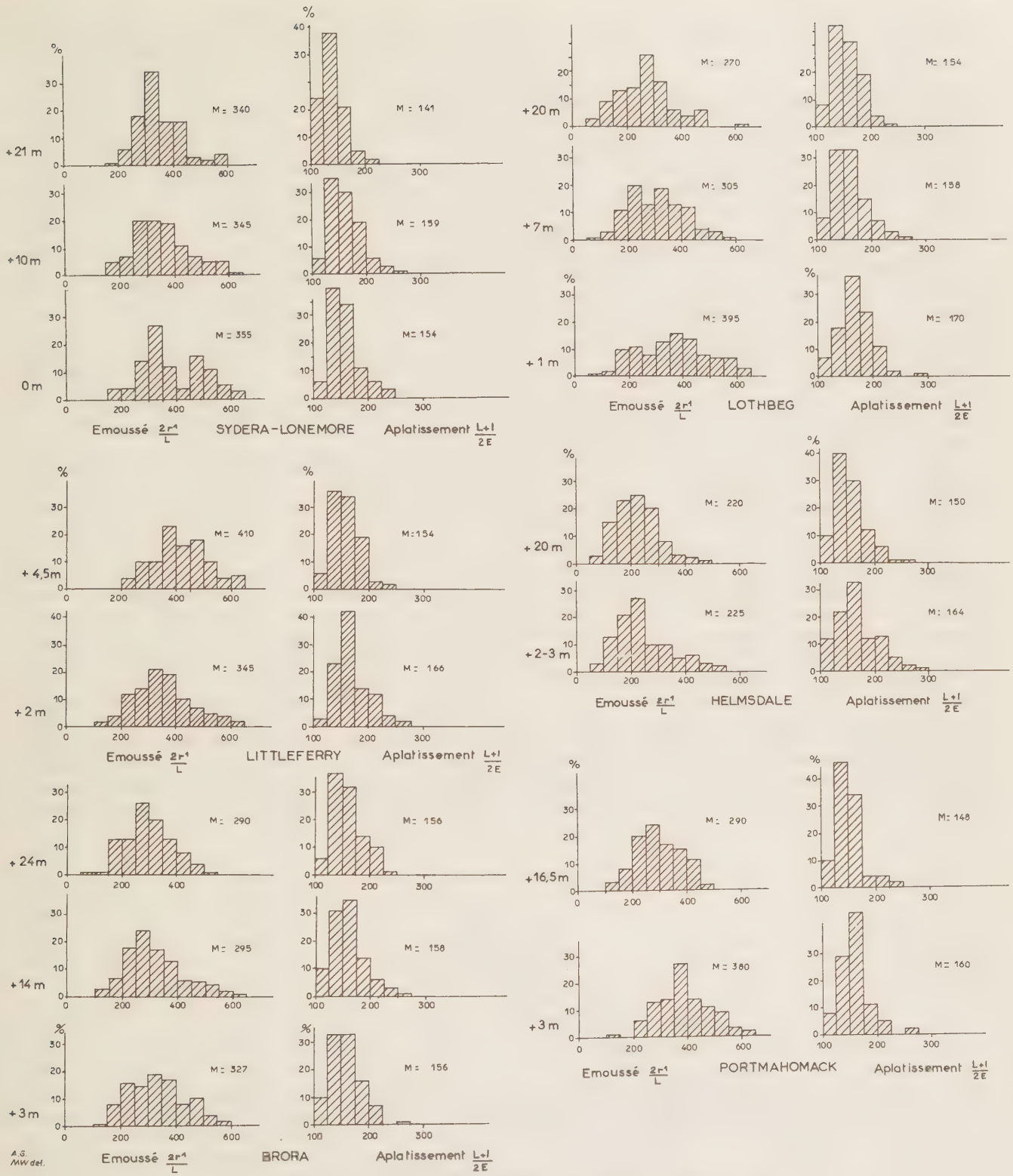


FIG. 165. — *Plages soulevées de la côte orientale.*
Histogrammes des indices d'émoussé et d'aplatissement des galets de gneiss moinien (taille comprise entre 50 et 100 mm).
A Sydera et Lonemere, l'exposition est SE et le fetch maximal de 6 km; à Little ferry l'exposition ouest et le fetch maximal de 4 km; à Brora, l'exposition est SE ou E et le fetch infini. A Lothbeg, l'exposition est SE et le fetch infini; à Helmsdale, l'exposition est SE et le fetch infini; à Portmahomack, l'exposition est NW et le fetch maximal est de 16 km.

micaschistes voient leur pourcentage s'abaisser de la plage soulevée supérieure à la plage inférieure *(fig. 162 et 163)*. Ailleurs les variations ne sont pas suffisamment régulières ou importantes pour avoir une signification nette. Certaines d'entre elles sont même tout à fait aberrantes (Sydera-Lonemore) et ne peuvent guère s'expliquer que par des changements intervenus dans les transports latéraux ou plus simplement par l'échantillonnage. De toute façon, on ne pouvait espérer de cet amenuisement sélectif des galets au mieux qu'une modification *progressive* du spectre lithologique de haut en bas. Quand une variation brutale intervient, elle provient d'une autre cause. Ainsi à Helmsdale, la composition du matériel grossier change peu, d'un point à l'autre de la plage supérieure, donc dans le sens horizontal. Par contre, verticalement on assiste à une transformation radicale de la nature des galets quand on passe à la plage inférieure : les gneiss diminuent beaucoup d'importance au profit des grès qui représentent presqu'un tiers du lot des cailloux. Cette curieuse modification est liée à l'altitude du plan d'attaque des vagues. Au niveau du rivage soulevé supérieur, vers plus 20-25 m, la mer pénétrait aisément dans la basse vallée du Strath of Kildonan qu'elle transformait en fjord. Elle y rencontrait d'abondantes accumulations d'origine glaciaire ou fluvio-glaciaire qu'elle utilisait pour bâtir les plages dont il reste d'amples vestiges. Au contraire le rivage inférieur, perché seulement à 2-3 m, est confiné au contour externe de la côte. Latéralement le dépôt de plage s'amincit et passe à une plate-forme d'abrasion qui entaille les sédiments secondaires dénivelés par la grande faille côtière. C'est particulièrement net à l'Est d'Helmsdale où l'ancien estran se trouve en contrebas d'une falaise sculptée dans le Kimméridgien. Or les couches mésozoïques sont riches en grès relativement fragiles qui s'émoussent vite mais se recassent aisément; caractéristique qui se retrouve dans la grande diversité d'émoussé des galets de grès. Il est clair qu'à Helmsdale une alimentation locale s'est ajoutée à l'alimentation lointaine en individualisant nettement le matériel de la plage inférieure. Mais pareil cas n'est pas fréquent, car la plupart du temps s'observe une évidente filiation d'une plage à l'autre.

Ainsi que le montrent les figures, ni le classement des galets ni leur taille médiane ne peuvent rendre de grands services pour aider à distinguer les rivages soulevés les uns des autres. Les variations verticales sont trop faibles et trop irrégulières pour revêtir quelque signification. Au reste, elles ne se font pas toujours dans le sens d'un amenuisement ou d'un meilleur classement des débris vers le bas.

Les calculs d'indices d'émoussé et d'aplatissement mis au point par A. Cailleux [80] et J. Tricart [446 et 83] donnent des résultats plus encourageants *(fig. 165)*. On dispose en effet d'une roche assez homogène qui peut servir de référence : le gneiss psammitique du Moinien, largement représenté dans tous les échantillons. Les galets de gneiss présentent sur ceux de quartz l'avantage d'être beaucoup plus nombreux, de prendre plus rapidement un émoussé important, sans pour autant se recasser facilement. Une analyse systématique faite en quelques points confirme en la précisant l'impression visuelle selon laquelle les galets de la plage supérieure directement dérivés des cailloux subanguleux d'origine gaciaire ou fluvio-glaciaire s'émoussent de plus en plus quand ils sont repris dans les plages plus récentes. Les diverses médianes obtenues à Brora, Lothbeg, Portmahomack ou Sydera-Lonemore expriment bien cette gradation *(fig. 166)*. On notera cependant que l'indice d'émoussé médian n'augmente pas partout suivant la même valeur. A Sydera, où le fetch maximal ne dépasse pas 6 km, la progression, bien que régulière, reste faible. Au contraire à Brora ou à Lothbeg, les médianes grimpent beaucoup plus vite, car le fetch est pratiquement infini. A côté du fetch, dont l'importance semble donc capitale, l'exposition doit également jouer un rôle considérable, mais son influence est difficile à isoler puisque les côtes

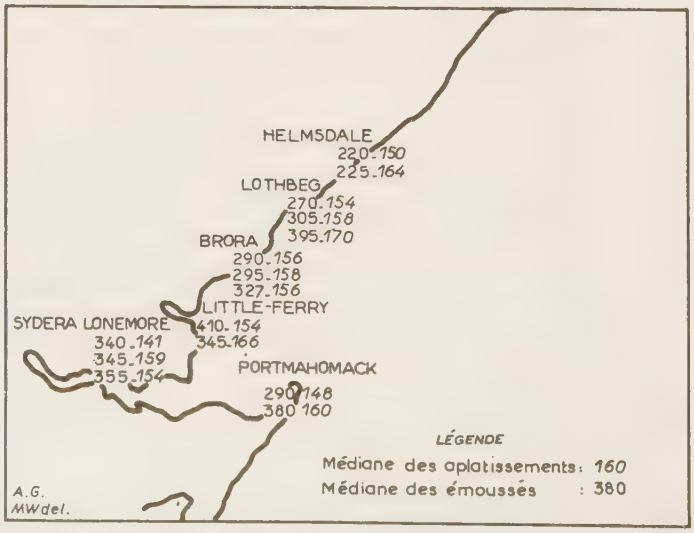


Fig. 166. — *Plages soulevées de la côte orientale. Médianes des aplatissements et des émoussés des galets de gneiss.*

exposées à l'Ouest ne bénéficient d'ordinaire que d'un fetch limité. A Portmahomack, en exposition nord-ouest, l'augmentation d'émoussé de la plage intermédiaire à la plage inférieure est assez remarquable, si l'on considère que le fetch maximal n'excède pas 16 km.

On ne manquera pas d'observer que le développement de l'émoussé des galets vers les plages les plus basses ne s'accompagne pas sur les graphiques de fréquence d'un simple déplacement des histogrammes vers la droite *(fig. 165)*. Le plus souvent, les histogrammes changent de forme et prennent une allure plus étalée pour les échantillons des plages inférieures, où l'émoussé médian est le plus fort. Cet écrasement progressif est bien visible sur les graphiques de Brora et de Lothbeg. En d'autres termes, le classement des valeurs d'émoussé devient moins bon quand la médiane augmente. Tout se passe comme si l'arrondissement des angles par les vagues n'était pas égal pour tous les galets, mais affectait plus certains d'entre eux.

Parmi les différents lots de galets, deux groupes n'obéissent pas à la règle de l'augmentation d'émoussé vers le bas. A Little Ferry, l'anomalie provient sans doute des conditions d'échantillonnage : le matériel a été prélevé dans deux plages inférieures voisines par l'altitude et par l'exposition, mais ayant pu répondre, dans ce secteur où d'anciennes levées de galets sont encore visibles, à de sensibles différences dans le comportement dynamique des vagues. A Helmsdale, l'explication est autre. Si la valeur médiane de l'émoussé est pratiquement la même sur les plages supérieure et inférieure, c'est qu'au niveau de la seconde, un apport local de débris anguleux d'origine morainique par les coulées de head a remis en question les progrès effectués par le travail d'usure de la mer dans les gneiss.

Ces exceptions ne sauraient faire oublier les résultats d'ensemble. En général, l'émoussé croît avec l'ampleur et le nombre des remaniements. Il a donc tendance pour une même roche à être nettement plus fort dans la plage soulevée inférieure que dans la plage intermédiaire et *a fortiori* dans la plage supérieure. Cette croissance qui se vérifie dans la plupart des cas permet de construire un graphique de corrélation entre l'altitude des plages anciennes et la médiane de l'indice d'émoussé de leurs galets de gneiss *(fig. 167)*. Comme on peut le constater aisément, les points, sans être alignés, ne se disposent pas au hasard mais forment un nuage allongé suivant la diagonale du graphique.

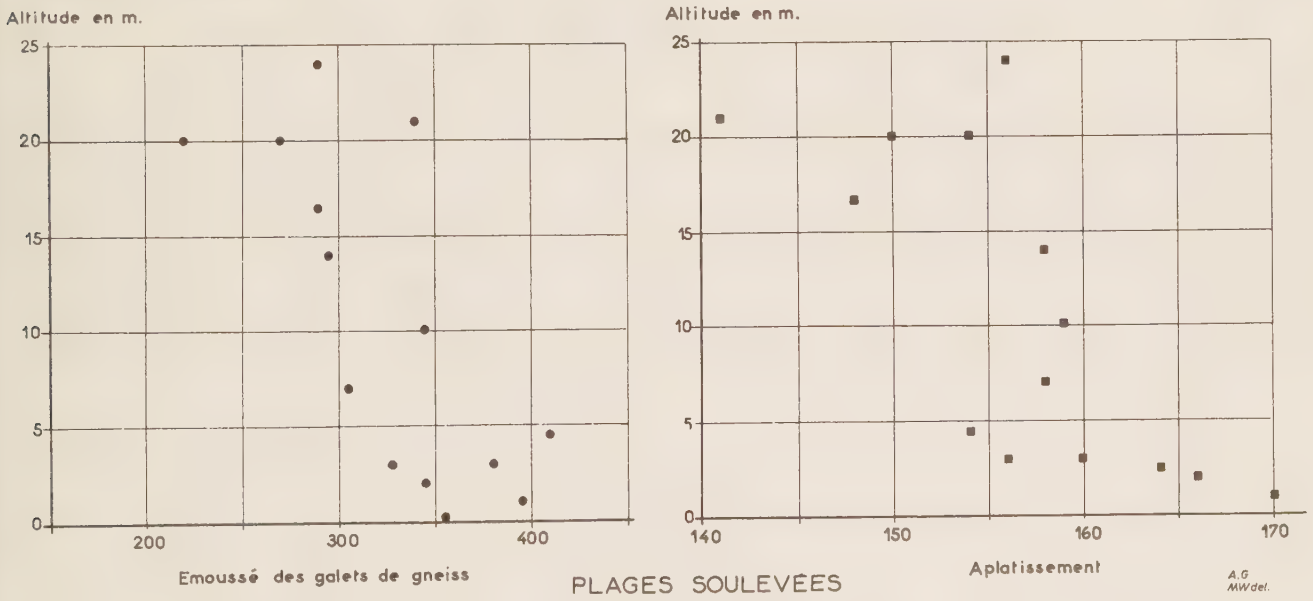


Fig. 167. — *Plages soulevées de la côte orientale.*
Relations entre l'altitude des plages et les indices d'émoussé et d'aplatissement des galets de gneiss.

Une disposition analogue se retrouve dans le schéma voisin où l'indice d'aplatissement a remplacé l'indice d'émoussé sur l'axe des abscisses. C'est dire que l'aplatissement des galets augmente lui aussi vers le bas, au fur et à mesure des remaniements successifs. Mais, ainsi qu'on pouvait le prévoir, la progression n'est pas très importante ni très régulière, car les cailloux sculptés dans un matériel fissile par nature sont déjà plats à l'origine et se prêtent mal à un accroissement considérable d'aplatissement par la mer. Il n'en reste pas moins vrai, que les valeurs médianes augmentent toutes de la plage supérieure à la plage intermédiaire, et qu'à deux exceptions près (Brora et Lonemore), elle continuent de croître vers la plage inférieure. Contrairement à ce qui s'observait pour les émoussés, le classement a en général tendance à s'améliorer en même temps que progressent les valeurs. Si les indices d'émoussé et les indices d'aplatissement augmentent dans le même sens, il est logique

d'essayer de voir, à la manière de J. Tricart [83], si une corrélation n'existe pas entre eux. Le graphique de la *fig. 168*, bien que comportant trois échantillons nettement en dehors du groupe aligné transversalement, semble suggérer une réponse affirmative.

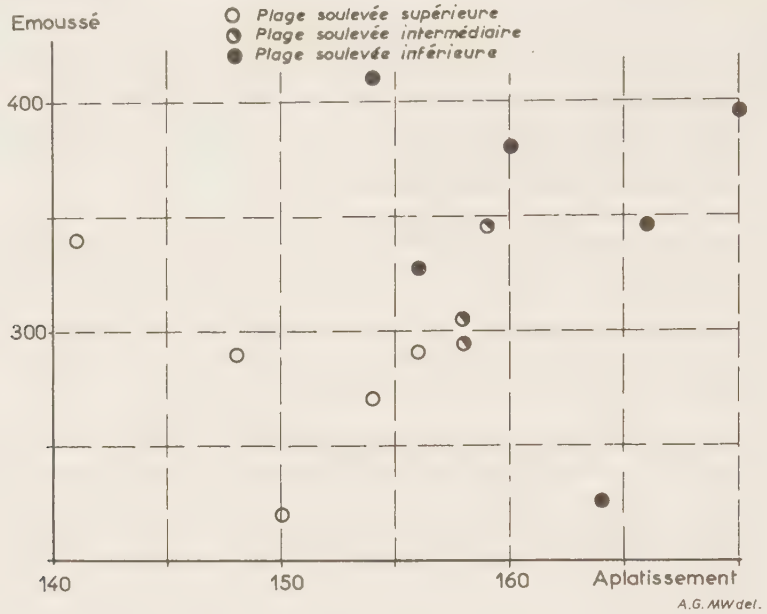


Fig. 168. — *Plages soulevées de la côte orientale.*
Corrélation entre l'indice d'émoussé et l'indice d'aplatissement des galets de gneiss.

Fig. 169. — *Altitudes des plages soulevées de la côte orientale*
(en mètres au-dessus des plus hautes mers).
Cette figure est à confronter avec le profil établi sur la figure 170

A défaut des critères de nature lithologique et de taille de galets qui sont à peu près inutilisables dans la plupart des cas, les indices d'émoussé et d'aplatissement tant par leur valeur médiane que par leur classement peuvent donc rendre quelques services dans la reconnaissance du matériel des plages soulevées. Mais il ne faut pas se dissimuler que le maniement des résultats de ces travaux statistiques est très délicat. L'utilisation des chiffres obtenus demande une grande prudence et doit être faite avec discernement, d'abord parce que selon toutes les apparences les variations d'une plage à l'autre se font *progressivement*, ensuite parce que l'émoussé et l'aplatissement des galets peuvent dépendre des conditions locales de fetch et d'exposition aux vagues les plus fortes. Il serait certainement souhaitable de ne pas employer de critère isolé mais de multiplier au contraire les contrôles, en adjoignant aux études de galets les résultats des analyses granulométriques et morphoscopiques de la fraction fine.

Il ne faudrait pas pour autant négliger les caractéristiques topographiques des plages soulevées. Elles sont capitales. Mais leur examen nécessiterait un levé cartographique détaillé qui fait encore cruellement défaut; la carte à 1/25.000e, simple réédition de minutes anciennes, étant bien incapable de remplir cet office. Le simple report des altitudes des plages anciennes qui ont été analysées plus haut, sur une carte *(fig. 169)* et sur un profil projeté *(fig. 170)* montre avec quelle prudence doivent se faire les raccords. L'inégalité du relèvement isostatique écossais signalé depuis de nombreuses années, apparaît d'autant mieux que beaucoup de rivages soulevés du Caithness qui jusqu'ici n'avaient jamais été pris en considération, faute d'avoir été repérés, figurent sur ces deux croquis. L'étude du Caithness nous donnera l'occasion d'en reparler.

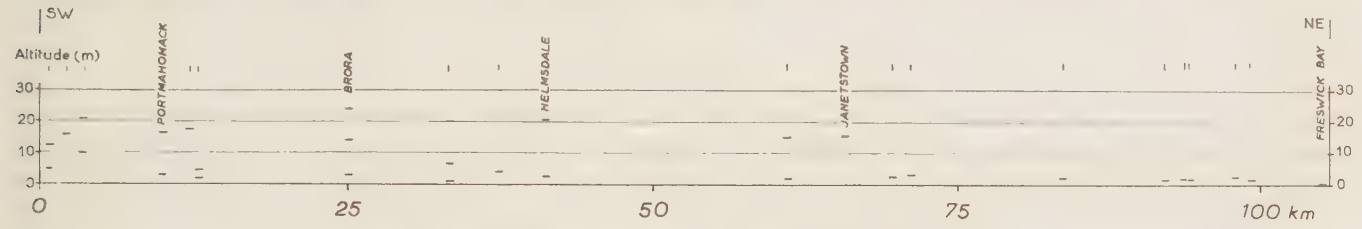


Fig. 170. — *Disposition des plages soulevées sur un profil projeté* d'orientation NE-SW parallèle à la côte orientale (altitudes en mètres au-dessus des plus hautes mers).

On sait depuis longtemps, grâce surtout aux études menées dans ce sens en Scandinavie et aux Etats-Unis, que les plages soulevées enregistrent par leurs déformations d'ensemble les grands mouvements de compensation isostatique postglaciaire. Mais peuvent-elles, de la même manière que les terrasses fluviatiles, enregistrer aussi des bombements d'importance locale ? Ce problème se pose dans des conditions assez particulières le long de la basse riv. Helmsdale. A la faveur du retrait du glacier, la mer tardiglaciaire la plus ancienne a pu pénétrer dans la partie inférieure de la vallée en y laissant des placages étendus de plage supérieure sur les versants. Or le relevé altimétrique que nous avons effectué avec soin sur le sommet de cette plage nous montre la présence d'une contrepente assez inattendue en remontant la vallée du SE au NW. Les mesures effectuées avec un altimètre de précision (± 50 cm) au cours de deux cheminements successifs donnent les résultats moyens suivants :

NW	Altitude de la plage soulevée supérieure (en mètres au-dessus du niveau des plus hautes mers).			SE
200 m W du Caen Burn	Ferme de Caen	Extrémité NW du Golf Course	Extrémité SE du Golf Course	Helmsdale, sommet de la falaise au-dessus du port
24,4	26	25,4	23,4	18,5

Si une telle répartition des altitudes était confirmée par un nivellement de précision, il deviendrait vraisemblable qu'une surélévation d'axe transversal à la vallée a déformé la plage soulevée supérieure très tardivement. Il serait tentant de voir dans ce mouvement un phénomène de tectonique récurrente lié au jeu autonome de la zone batholitique d'Helmsdale.

2. — LE PLATEAU DU CAITHNESS

a. La morphologie préglaciaire

Dès qu'a été franchi le dernier alignement de buttes de Langwell Forest, commence le plateau du Caithness. Il étale sur près de 1 500 km² sa désespérante monotonie jusqu'aux abords du Pentland Firth, sans que les vallées trop amples qui s'y encaissent légèrement, sans que les lourdes collines qui le dominent à peine parviennent à introduire une réelle variété dans son paysage plan. Le vaste manteau de moraine de fond, le placage de tourbe qui occupe près des 2/3 des surfaces ont certainement contribué à accroître la régularité générale, mais ils ne peuvent être rendus responsables de la création d'un modelé dont les grandes lignes étaient fixées avant l'arrivée des glaciers.

Le niveau pliocène.

En effet, les affleurements de roche en place sont suffisamment nombreux et étendus sur les larges interfluves où s'interrompt la mince couverture morainique, pour qu'il soit loisible de voir qu'un aplanissement général est à l'origine de l'allure très calme d'ensemble du bas plateau du Caithness. Quand le pendage des bancs de Vieux-Grès-Rouge n'est pas trop faible, le biseautage est nettement visible. Ainsi les tables presque parfaites qui encadrent Upper Camster ont un profil qui recoupe sous un angle de 5 à 10° les couches gréseuses.

Vers l'Ouest, l'aplanissement s'étend aux affleurements de gneiss et de granite en se raccordant avec les plateaux d'érosion du Centre-Nord du Mainland. Le passage d'une roche à l'autre est le plus souvent insensible quand le Vieux-Grès-Rouge n'a pas un faciès conglomératique. Aux alentours du Loch Caluim, par exemple, toute distinction topographique entre grès, gneiss et granites s'avère impossible, tant sont plates ces étendues tourbeuses. Une telle régularité se retrouve plus au Sud entre le Loch More et la Dunbeath Water supérieure, où le contact des « Vieux Granites » avec les grès passe à peu près inaperçu.

L'ampleur que prend l'aplanissement dans les régions côtières, notamment dans les grès tendres et dans les granites décomposables, son altitude qui se tient d'ordinaire entre 100 et 200 m, sa dissection encore peu avancée (compte tenu de la lithologie), le recoupement par les falaises marines sont des caractères qui composent un tableau où se reconnaît aisément le niveau pliocène. Toutefois, il n'est pas exclu que cet aplanissement tertiaire soit dérivé d'une surface prédévonienne régulière, au moins dans les secteurs où le granite altérable plonge assez doucement sous le Dévonien à faciès gréseux (v. p. 496). De larges portions du socle qui affleure aux confins du Sutherland et du Caithness sont sans doute nivelées par une surface polygénique.

Rares sont les reliefs qui ont échappé au nivellement quasi général par l'aplanissement pliocène. Ils sont tous localisés sur la périphérie du plateau, soit à l'Ouest, soit au Sud, loin des côtes septentrionales et orientales vers lesquelles s'abaisse la grande table du Caithness. Le plus souvent, ce sont des collines d'inversion locale dominant de leur dos arrondi le socle. Le B. nam Bad Mor est un morceau de conglomérat isolé en pleine zone granitique. Le B. Glas-Choire *(carte hors-texte)*, et son voisin le B. Alisky qui gardent tous les deux les traces de la surface écossaise sur leur sommet, matérialisent la bordure du Vieux-Grès-Rouge sur la grande table rigide de gneiss de la Strathmore Riv. Quelquefois cependant, les reliefs résiduels sont sculptés à l'intérieur des volumes du Dévonien, sans qu'apparemment la lithologie intervienne dans leur localisation. Ainsi l'échine formée par le B. Freiceadain et par le B. Dorrery appartient au même affleurement de dalles de Wick que le plateau d'érosion de Brawlbin qui est au pied. Un dispositif analogue dans le même matériel s'observe au Nord de Latheron pour la large croupe du B.-a-chielt dont le sommet dérive vraisemblablement de la surface écossaise.

Dans cette dernière catégorie de reliefs, la structure ne marque son influence que dans le détail de la morphologie des versants. Ainsi au B. Freiceadain et au B. Dorrery le pendage vers l'Est impose une légère dissymétrie des pentes et la présence d'escarpements tournés vers l'Ouest. Le B.-a-chielt qui jalonne le rebord d'un synclinal doux a lui aussi un flanc occidental un peu plus accusé et sa terminaison au Sud-Ouest se ressent du passage d'une faille. Mais tout cela compte assez peu dans l'ensemble d'un paysage qui s'ordonne suivant un plan d'érosion.

L'exploitation de la structure.

Elle est en général timide et se cantonne dans des secteurs étroitement limités où a eu lieu un défoncement du niveau pliocène, c'est-à-dire au voisinage des côtes.

Les failles sont fréquemment nivelées. Quand elles apparaissent dans le modelé, ce n'est guère que sous la forme de vallées ou de vallons de ligne de faille symétriques. La vallée méridienne du Clyth Burn épouse en

gros le tracé de la branche est de la faille de Brough dans les grès en dalles. Des accidents plus petits, comme ceux qui recoupent respectivement la péninsule de Noss Head et de Duncansby Head, ne déterminent plus que des creux rectilignes très atténués. Leur rôle n'est vraiment déterminant que dans la morphologie des falaises. Les contrastes lithologiques à l'intérieur du Vieux-Grès Rouge sont rarement assez forts pour que de beaux escarpements de ligne de faille puissent exister. Celui qui borde Hill of Rangag s'accompagne de pentes modérées. Quant au pédoncule de la presqu'île de Dunnet Head localisé sur l'escarpement de la faille de Brough, il mérite à peine le nom d'escarpement de faille inversé tant les formes manquent de vigueur dans les grès du Dévonien Supérieur.

Les seuls exemples caractéristiques de reliefs structuraux non faillés élaborés aux dépens du niveau pliocène sont localisés à la périphérie : dans la péninsule de Dunnet Head et aux environs d'Ulbster sur la côte orientale au Sud de Wick. La proximité de la mer dans les deux cas n'était pas la seule condition nécessaire; il fallait en outre que la structure soit favorable. Vers Ulbster, grâce au dôme côtier de Sarclet, les couches de Vieux-Grès Rouge moyen furent redressés au voisinage du socle en laissant affleurer une série de bandes d'orientation méridienne aux faciès variés. Il n'en fallait pas plus pour que le défoncement de l'aplanissement pliocène se traduisit par l'apparition de collines dissymétriques, de petites cuestas au front tourné vers l'Est, séparées les unes des autres par des dépressions tourbeuses. A vrai dire, le commandement ne dépasse guère quelques dizaines de mètres, mais les formes sont nettes, en dépit des méplats sommitaux qui marquent la part héritée d'un biseautage général par le niveau pliocène incliné vers l'Est. Le rôle de roche résistante est tenu par des assises variées : les conglomérats intermédiaires (conglomérats d'Ellensgoe) à Hill of Toftcarl, des grès au contact d'argiles et de marnes à Hill of Ulbster. Parfois, c'est la présence d'une faille qui détermine la naissance d'un relief dissymétrique bordé d'un sillon, mais dans ce cas les formes prennent une vigueur assez inhabituelle. A Warehouse Hill, par exemple, des escarpements subverticaux bordés d'éboulis tardiglaciaires montrent qu'à la faveur du broyage local des dalles et de l'accroissement de sensibilité au gel qui en est résulté, l'évolution a pu se poursuivre fort tard. Partout ailleurs au contraire, les fronts de cuesta ont un profil relativement doux et convexe qui tient à la fois au rabotage glaciaire de la partie supérieure et au dépôt de moraine dans le piège qui constituait la partie inférieure. Cette indiscutable action glaciaire ne signifie pas que le relief de côte ait été créé par l'érosion différentielle des glaciers, comme le suggèrent C. B. Crampton et R. G. Carruthers [112]. Si au cours de la seconde glaciation d'inlandsis, le sens de déplacement de la glace coïncidait en gros avec les alignements de hauteurs et de creux, le placage morainique suffit à montrer qu'une topographie inégale existait déjà.

Au reste, les deux petites cuestas qu'on trouve dans la presqu'île de Dunnet Head ne manquent pas de netteté, bien qu'elles aient été heurtées à peu près perpendiculairement par les glaciers cheminant vers le Nord-Ouest. Développées dans les séries du Vieux-Grès-Rouge supérieur où alternent grès et marnes argileuses ou schisteuses, ces cuestas ont en effet leur front orienté vers le SSE. Celle du Nord (Burifa Hill) dont le commandement atteint par endroits 60 et même 70 m, constituait l'obstacle le plus sérieux à l'écoulement de la glace. Aussi est-elle bordée par un chapelet de petits lacs de surcreusement. Le front a visiblement été émoussé par le passage des glaciers ainsi qu'en témoigne le profil arrondi du rebord conservé dans les volumes de grès calcaires qui n'ont pas été abimés ultérieurement, soit par le gel tardiglaciaire, soit par des phénomènes de dissolution (alvéoles, rainures, etc.) liés aux eaux froides. Si l'exagération du relief consécutive au léger surcreusement glaciaire l'a certainement emporté sur les mécanismes d'oblitération par rabotage, la création des formes ne saurait être pour autant l'œuvre des glaciers, car on voit mal comment ils auraient pu agir à partir d'un niveau d'aplanissement. Ce qui est valable pour la cuesta du Nord, l'est encore davantage pour celle du Sud (Dunnet Hill) plus réduite, dont le profil adouci n'est même pas souligné à la base par une chaîne de lacs.

b. Le Quaternaire froid

Bien qu'il ait peu souffert dans l'ensemble du passage des glaciers, le plateau du Caithness a néanmoins été profondément marqué par les épisodes froids du Quaternaire, en raison de l'importance qu'y prirent les accumulations glaciaires et accessoirement fluvio-glaciaires. Le manteau de moraine de fond est toujours très étendu sinon très épais, car sa puissance dépend des inégalités de la topographie sous-jacente. En général, il est mince sur les interfluves calmes mais s'accroît beaucoup au passage des grandes vallées qu'il a en bonne partie remblayées.

La couverture morainique est plus hétérogène que dans le reste de l'Ecosse septentrionale : elle est composée de plusieurs nappes superposées qui traduisent les épisodes de la lutte d'influence entre la glace du Mainland et la glace originaire de Scandinavie. D'après A. Bremner qui a débrouillé les grandes lignes de la chronologie pour tout le Nord-Est de l'Ecosse [67], on peut distinguer dans les accumulations de base les traces de trois glaciations d'inlandsis successives :

1) Une moraine de fond inférieure, brunâtre qui semble avoir été laissée par la glace écossaise raclant

le socle et les grès. Aux Orcades, un drift apporté par la glace scandinave remplace cette nappe morainique inférieure.

2) Le fameux boulder-clay coquillier, « the shelly boulder-clay », de couleur gris-bleu, présent aussi bien aux Orcades que dans le Caithness, du moins au Nord-Est d'une ligne sinueuse joignant Berriedale aux environs de Reay. De l'avis général, le matériel de cette moraine a été prélevé sur le fond de la Mer du Nord et transporté par un glacier voyageant du Sud-Est au Nord-Ouest. La présence d'une barrière rapprochée, constituée par l'inlandsis de Scandinavie permettrait d'expliquer l'infléchissement de la trajectoire qu'implique l'écoulement de la glace d'Ouest en Est dans le Moray Firth. Un tel rebroussement vers le Nord-Ouest traduit une pression considérable de la glace scandinave faisant obstacle à l'étalement de l'inlandsis écossais, lui-même alimenté à son maximum. Il semble logique d'attribuer à cette seconde glaciation la puissance la plus forte.

3) L'aire des dépôts abandonnés par la glace au cours d'une phase ultérieure est en effet plus réduite et se limite à la partie du Caithness située au Nord-Est d'une ligne Reay-Lybster. Ce manteau de moraine de fond supérieure, présent également aux Orcades, a dû être mis en place par un glacier à trajectoire plus méridienne que le précédent, sans doute en raison d'une pression moindre exercée par la glace scandinave.

A ces trois drifts successifs de glaciation régionale, il convient d'ajouter les sédiments laissés par les glaciers plus tardifs et plus réduits d'origine moins lointaine.

Pour J.K. Charlesworth qui a étudié de près les stades de déglaciation en Ecosse [90], le Caithness aurait été occupé au Nord de la vallée de Dunbeath par un grand glacier de piémont s'étalant vers l'Est, mais nourrissant aussi vers le Nord des lobes dans les vallées de la riv. Thurso, de la Forss Water, etc. Le recul aurait été marqué par des phénomènes de stagnation avec glace morte, notamment dans le creux reliant le Loch Watten à Dunnet Bay. Quant à la partie méridionale du Caithness, elle était alimentée par le grand icefjeld des plateaux de l'intérieur (Knockfin Heights) qui dirigeait des langues glaciaires le long des principales vallées : Dunbeath, Berriedale, etc. Les manifestations fluvio-glaciaires qui accompagnaient le retrait des glaciers ont laissé des nombreuses traces sous la forme de dépôts allongés de cailloutis et de sables.

On ne manquera pas de remarquer qu'au cours de cette dernière glaciation, les mouvements de la glace étaient tributaires de la topographie des vallées entaillant le plateau, ce qui implique naturellement une fossilisation imparfaite par les moraines de fond successives déposées antérieurement. Des observations faites en divers points confirment la chose et expliquent que les cours d'eau aient pour la plupart retrouvé en gros leur tracé préglaciaire. A vrai dire, les directions suivies par les grandes nappes de glace dans leur déplacement global — SE-NW, SSE-NNW ou S-N — étaient proches des tracés de la majorité des vallées. Aussi les phénomènes de fossilisation complète par une moraine prise au piège sont-ils rares.

Il est hors de doute qu'une phase d'encaissement prononcé dans les bordures du plateau a précédé le dépôt des divers drifts, tout comme dans les autres régions bordières de la Mer du Nord. Il y a donc tout lieu de penser que le niveau pliocène avait subi un début de dissection avant l'arrivée des glaciers. Les nombreuses coupes mises à notre disposition par le littoral en font foi. Ainsi à l'embouchure de la Dunbeath Water, on voit clairement comment un puissant remblaiement morainique bouche une vallée depuis le sommet du plateau jusqu'à proximité du niveau de la rivière par une pente rectiligne qui n'est autre qu'un ancien versant fossilisé. Les positions acquises par le creusement préglaciaire n'ont pas été entièrement récupérées, puisque le déblaiement est incomplet dans le fond. A Janetstown Harbour un peu plus au Nord-Est, les relations entre le boulder-clay et la roche en place sont encore plus schématiques *(photo 59)*. Tout le versant nord-est du Burn of Latheron Wheel est taillé dans un épais revêtement morainique qui masque le plongement régulier des grès vers l'axe de la rivière, jusqu'à un niveau inférieur à celui du lit. Au contraire, le versant sud-ouest est rocheux.

Dans les deux cas, l'exhumation de l'ancienne vallée est imparfaite, la dissection du volume morainique ayant été insuffisante et ayant eu de surcroît un caractère marginal. Il serait aisé de multiplier les exemples de vallées creusées avant le Quaternaire froid et remblayées partiellement par le manteau de drift : les basses vallées de la Wick Riv. et de la Thurso Riv. pour ne citer que les plus importantes. Cette fossilisation ne concerne pas seulement les vallées continentales, mais également les bras de mer qui représentent d'anciennes vallées submergées. Aux Orcades le phénomène est courant. En bordure du Caithness, le détroit de Gills Bay entre Stroma et le Mainland rentre dans cette catégorie.

La moraine de fond n'ayant pas complètement bouché les creux de la topographie de dissection préglaciaire, les cours d'eau ont pu, tout en s'adaptant aux molles ondulations de la couverture de drift, retrouver approximativement leur ancien cours. Beaucoup de rivières ont un tracé en zigzag qui trahit un compromis entre deux influences : celle de la pente d'ensemble du plateau vers le Nord ou vers l'Est suivant les secteurs, et celle de la structure. Ainsi la riv. Thurso tout en s'écoulant vers le Nord contourne nettement une zone de palier tectonique et obéit dans son cours moyen à l'orientation que lui impose une grande ligne de faille oblique (utilisée plus au Nord par la Forss Water). Les glaciers n'ont pas fondamentalement modifié cet état de choses. Naturellement, ils ont transformé de préférence les sections dont la direction correspondait à leur sens de déplacement, c'est-à-dire S-N ou plus souvent SE-NW. Crampton et Carruthers ont montré depuis longtemps que les cours en baïonnette de la riv. Wick et de la Riv. Thurso étaient faits d'un assemblage de segments longitudinaux, évasés,

PHOTO 59. — *Janetstown Harbour.*
La moraine qui fossilise le versant nord-est de la vallée descend jusqu'à l'axe du talwelg actuel. Au fond, le plateau du Caithness et sa terminaison en falaise sur la côte. Vue vers l'Ouest. le Nord-Ouest et le Nord.

PHOTO 60. — *La gorge épigénique de la Dunbeath Water, en amont de Balantrath.*
Vue vers l'aval. La gorge à parois subverticales entaille le grès de l'ancien versant qui plonge sous le manteau morainique.

beurrés d'une épaisse masse de moraine de fond et de sections plus courtes, transversales, où la roche en place apparaissait vite dans les étranglements.

Ce dispositif a beau être calqué en gros sur le réseau préglaciaire de vallées, il n'en comporte pas moins de nombreux exemples d'épigénie locale sur la couverture morainique. Parmi les plus clairs, sinon les plus instructifs, retenons d'abord ceux du Reisgill Burn et du Clyth Burn qui ont tous deux été décrits par Crampton et Carruthers [112]. Les cours d'eau ont abandonné leur ancien chenal préglaciaire occupé par la moraine pour creuser au prix d'un léger détour une belle gorge en V dans les grès voisins. Des cas analogues de surimposition sont repérables sur d'autres rivières, notamment sur celle qui débouche à Ham ou encore sur la Forss Water. Cette dernière vallée se rétrécit brusquement au Bridge of Forss, car elle a quitté le drift dans lequel elle s'encaissait largement en amont pour entailler la roche en place (grès) en faisant un coude. Mais ce genre d'épigénie n'a pas toujours été très durable. A Westfield plus en amont, le même cours d'eau est revenu à son ancien tracé encore encombré de moraine de fond bien qu'il fasse un méandre; le chenal plus direct recoupant les grès du pédoncule au plus court est mort.

Cette multiplication des cas de surimposition locale ne laisse pas cependant d'être assez inquiétante, car elle semble en contradiction flagrante avec l'adaptation des rivières aux vallées préglaciaires. Parler de semi-adaptation ne résoud rien. Pour poser clairement le problème, le mieux est encore d'analyser un exemple qui nous paraît des plus démonstratifs : celui de la Dunbeath Water. Comme les autres rivières, elle entaille profondément dans sa partie inférieure les volumes de moraine qui fossilisent son ancienne vallée encaissée dans les grès. Mais le remblaiement morainique étant très mince ou absent sur le haut des versants, son sommet bien qu'en pente insensible vers la mer étant nettement incliné vers l'axe du talweg, le cours d'eau a pu retrouver son ancien cours du moins approximativement. Il n'empêche qu'au Sud-Est de Leodebest, l'axe du lit actuel est décalé par rapport à l'axe de la vallée préglaciaire, de telle sorte qu'une dissymétrie est née de l'opposition des versants : au Sud-Ouest, les processus de ravinement et de décollement collaborent pour entretenir dans le boulder-clay une pente raide et concave; au Nord-Est, la pente plus douce et plus régulière est en grande partie rocheuse. De beaux exemples d'épigénie locale dans les grès accompagnent ce décalage latéral. L'un des plus intéressants et des plus schématiques est représenté en amont de Balantrath par le méandre du Creag an Fhithich encaissé sur une vingtaine de mètres de hauteur dans les grès en plaquettes *(photo 60)*. En effet, à proximité immédiate de cette gorge à parois verticales se retrouve l'ancienne vallée bouchée par une masse de moraine qui descend au moins jusqu'au niveau du lit actuel. On voit mal comment une surimposition aussi indiscutable pourrait être postglaciaire, puisque l'entaille du flanc de l'ancien versant rocheux recoupe également la descente douce qui conduit le sommet du remblaiement morainique vers l'axe de la vallée. On ne manquera pas de remarquer que la rivière, à l'instar de la Forss Water, n'hésite pas à faire un détour pour creuser une gorge dans la roche en place; que le décalage d'axe un peu plus en amont traduit une position marginale analogue à celle qui a été signalée à l'embouchure vers Dunbeath ou à Janetstown Harbour pour le Latheron Wheel; que le versant dégagé de sa couverture morainique est le plus souvent tourné vers le Sud. Toutes ces particularités incompréhensibles dans les conditions actuelles peuvent parfaitement s'expliquer si l'on replace l'évolution morphologique dans le cadre des derniers épisodes glaciaires. Les eaux de fonte génées par l'obstacle que constituait le glacier dans l'axe de la vallée, se trouvaient rejetées sur les bordures et plus spécialement du côté exposé au Sud où la fusion était accélérée. Cette position marginale leur permettait d'exhumer les versants de leur couverture morainique mais les obligeait localement à inciser la roche en place.

Un tel creusement fluvio-glaciaire de bordure n'a rien de bien surprenant. Il est d'autant plus plausible que les eaux de fonte ont été abondantes dans le secteur, ainsi qu'en témoignent les vestiges caractéristiques laissés dans mainte vallée du Caithness. Comme dans les autres régions bordières de la mer du Nord situées un peu plus au Sud, le dégagement partiel du drift occupant les vallées appartient beaucoup plus aux processus fluvio-glaciaires qu'à l'action des cours d'eau postglaciaires proprement dits. Il est du reste significatif que le long de la Dunbeath Water se retrouve à la base de l'entaille dans la moraine, une terrasse de débris grossiers et subanguleux analogue en tous points aux niveaux fluvio-glaciaires qui accompagnent la cluse de la Berriedale Water et la basse rivière Helmsdale. L'altitude au-dessus du lit actuel, 4 à 5 m en moyenne, est à peu près la même dans les trois cas.

Si quelque doute subsistait encore, quant au rôle tenu par les eaux de fonte dans le déblaiement de la moraine et dans l'édification des terrasses anciennes, nous pourrions trouver des preuves tangibles dans la vallée voisine du Burn of Latheronwheel. Le modelé de dissection de fin de période froide y est représenté par un magnifique ravin mort qui entaille vers Guidebest le modeste remblaiement morainique du versant est et se raccorde à la terrasse la plus élevée. L'intérêt de cette incision réside dans son tracé presque parallèle à celui de la rivière principale, à flanc de versant. Un brusque crochet ramène tardivement le ravin vers l'axe de la vallée. Ce dispositif n'est explicable qu'avec une barrière de glace. Deux stades successifs de fusion sont matérialisés par deux chenaux superposés qui sont désormais figés.

D'autres observations sont tout aussi convaincantes. Ainsi la basse vallée du Burn of Acharole est entièrement creusée dans un épais revêtement morainique, mais les pentes de dissection ont été façonnées sous climat

froid. En effet, elles sont burinées par une série de ravinaux morts, œuvre d'un ruissellement actif qui n'a pu agir sur le matériel poreux de cailloux et de sables dont est formé le drift que dans des conditions périglaciaires. Dans cette vallée dont le calibre est tout à fait disproportionné avec le ruisseau qui l'emprunte, on rencontre d'ailleurs plus en amont des collines longues de plusieurs centaines de mètres, larges seulement de 15-20 m et hautes de 3 à 5 m. Les formes et leur dépendance vis-à-vis de la topographie, la présence dans le matériel de lits sableux presque purs, la disposition des cailloux pressés les uns contre les autres et inclinés vers l'extérieur, les valeurs d'émoussé intermédiaires entre celles de la moraine et celles des alluvions fluviatiles (à l'exception toutefois des grès qui ont souvent été recassés ou débités en rondelles par le gel), tous ces caractères constituent autant de signes d'une accumulation de type ös.

Pour Charlesworth, le Burn of Acharole aurait été le chenal de trop-plein permettant aux eaux barrées dans la vallée du Strath Beg au Sud-Ouest de se déverser vers la cuvette du Loch Watten occupée par de la glace morte [90].

L'examen de riv. Thurso ne fait que confirmer les observations précédentes. Ce cours d'eau offre en quelque sorte un résumé de l'évolution fini-quaternaire de la région. En amont de Dirlot, c'est une banale vallée timidement enfoncée dans le manteau morainique. Les caractères changent brusquement quand à Dirlot le creusement atteint le soubassement rocheux : à la traversée d'une bosse de gneiss moinien qui a permis la conservation du grès en aval, la rivière forme une gorge. Dans cette entaille, il faut distinguer une fois de plus la part prise par l'incision fluvio-glaciaire de celle qui revient à l'érosion linéaire postglaciaire. La présence d'un niveau à 4 m environ au-dessus du lit introduit une coupure qui est à rapprocher de celles que nous avions notées le long de plusieurs rivières de la côte sud-est (Dunbeath Water, Helmsdale Riv. etc). Tantôt il s'agit d'un simple replat rocheux bien net, tantôt d'une authentique terrasse, pellicule alluviale de sable et de cailloux qui doit d'être préservée à la nature résistante du matériel, sur lequel elle est plaquée. Or à la sortie de la gorge, plusieurs petits ravins morts creusés en fin de période froide se raccordent clairement à cet ancien niveau qui subsiste sous forme d'éléments séparés. Le rôle tenu par les eaux de fonte dans l'encaissement de la vallée principale est d'autant moins douteux qu'à proximité immédiate et parallèlement en gros au tracé de la rivière, s'observe un grand kame dont la formation, d'après J.W. Gregory [181], serait précisément marginale. Topographiquement, il se traduit par un magnifique chapelet de collines longues parfois de plus d'un kilomètre et hautes de 5 à 15 m, mais dont le sommet étroit peut se réduire à 2-3 m seulement (bien que certaines d'allure plate atteignent 15 ou 25 m de large). La taille de ces organismes, leur adaptation à la topographie suggèrent qu'à la fin de la dernière glaciation la fusion s'est opérée en bordure de glaciers de vallée assez imposants. La valeur de l'entaille ultérieure dans le socle de la gorge — 3 à 4 m — peut surprendre. Mais l'état d'altération dans lequel se trouve le gneiss granitique n'est pas sans avoir favorisé l'érosion linéaire du cours d'eau. Le long de la partie avale de la rivière Thurso, se retrouvent les mêmes relations morphologiques entre les pentes de dissection dans la moraine, la terrasse ancienne et les ravins morts burinant les versants. Certains de ces vallons affluents encaissés bien que non-fonctionnels ont une taille respectable : celui de Carsgoe par exemple peut s'enfoncer de 5 m dans le drift, développer un fond plat de 10 m de large, alors que sa longueur ne dépasse pas 500 à 600 m. Né brusquement sur le haut du versant de la vallée principale, il décrit de beaux méandres encaissés avant de s'évanouir subitement un peu au-dessus du niveau de la terrasse alluviale la plus élevée. De tels caractères nécessitent évidemment un façonnement rapide par des eaux surabondantes et chargées ruisselant sur une moraine imperméabilisée par le gel.

La fin du Quaternaire froid a donc été dans le Caithness un épisode capital pour la dissection du modelé. Si l'action des eaux de fonte y est plus apparente qu'ailleurs, c'est qu'entre la reprise d'érosion préglaciaire et le creusement fluvio-glaciaire des derniers stades de la glaciation, ne s'est pas intercalé ici l'habituel façonnement par l'érosion glaciaire, puisque le secteur était placé en pleine zone d'accumulation.

c. Le littoral

L'impression de monotonie et d'ennui qui se dégage si souvent du paysage du plateau du Caithness se dissipe complètement quand on aborde le rivage. Sans être très découpé, le littoral offre une assez grande richesse de formes, d'autant plus étonnante à première vue que les séries gréseuses du Dévonien sont à peu près les seules roches à affleurer en bordure de la mer.

Les falaises.

Contrairement aux régions qui bordent le Moray Firth, le Caithness possède un littoral où l'emportent très largement les formes d'érosion : des falaises très continues accompagnent presque partout la côte. Les accumulations sableuses se limitent à quelques baies peu profondes et largement ouvertes — Dunnet Bay, Sinclair's Bay et accessoirement Freswick Bay — où le matériel en provenance de la moraine de fond a été brassé par

la mer et déposé avant d'être remanié par le vent en massifs dunaires. Ainsi que l'ont montré Crampton, Carruthers et leurs collaborateurs [112], la forme prise par les dunes dépend en bonne partie des conditions topographiques et hydrographiques de l'environnement. Si le cordon de dunes qui borde presque sans interruption la baie de Sinclair est tout de suite cerné en arrière par un creux, c'est que le champ d'inondation du paresseux Burn of Lyth a limité l'action du vent à une étroite frange. Grâce à sa pente plus rapide et à son chenal mieux délimité, le Gill Burn n'a pas créé les mêmes obstacles dans Freswick Bay, de telle sorte que le sable peu géné dans sa progression vers l'intérieur étend assez loin son modelé chaotique de buttes. Bien entendu, il serait bon de tenir compte également de l'exposition du rivage : il est évident que seule une exposition à l'Ouest a pu permettre la migration des sables de Dunnet Bay sur plus de 3 kilomètres.

L'énorme prépondérance des falaises sur les côtes du Caithness ne saurait s'expliquer par une déficience de l'alimentation en matériaux meubles d'origine continentale, puisque la couverture morainique est à même de pourvoir largement au nécessaire. Il faut plutôt semble-t-il faire intervenir deux facteurs d'inégale importance :

1) l'efficacité du travail des vagues; la mer bénéficiant sur le littoral du Caithness, bien plus que le long du Moray Firth, d'un fetch étendu dans des expositions variées;

2) la présence du matériel de Vieux-Grès-Rouge : cohérent sans être très résistant, il a permis le développement aisé de vigoureuses falaises aux formes durables.

A la frontière du Sutherland, les hautes falaises font en gros leur apparition quand les affleurements de grès arrivent à la côte. Les grandes falaises sculptées dans les granites des environs d'Ord of Caithness (au Nord-Est d'Helmsdale) ne doivent pas faire illusion : ce sont pour une large part d'anciens versants continentaux jalonnant le grand escarpement de ligne de faille côtier. Fossilisés par le drift, et occasionnellement par des placages de plages soulevées, ils ont été imparfaitement exhumés par le travail ultérieur de la mer. Quelques témoins accrochés au flanc des longues pentes convexes granitiques — le Dùn Glas, par exemple, promontoire dont le volume morainique repose sur une base de sédiments kimméridgiens — permettent de constater que le recul latéral dans le socle est des plus limités. En effet, la falaise de granite nu d'Ord Point reste alignée sur le versant à demi-exhumé qui est au voisinage. Dans le profil de cette côte tectonique, les vagues se sont surtout borné à dégager les éléments de couverture meuble. L'attaque du granite, qui reprend seulement se traduit par un petit raidissement à la base : seule portion du profil à mériter le nom d'authentique falaise marine.

Les longues falaises qui se succèdent sur le pourtour du plateau sédimentaire du Caithness sont loin d'être uniformes. Nombreux, en effet, sont les facteurs qui se combinent pour introduire quelque variété dans les formes :

1) l'importance du manteau de moraine de fond, dont la proportion sur la hauteur totale de la falaise peut varier de 0 à 100 %;

2) le faciès du Vieux-Grès-Rouge qui peut suivant les endroits aller des grès fins argileux en plaquettes aux conglomérats en passant par les grosses dalles et les grès arkosiques;

3) le pendage du matériel plus ou moins fort, incliné ou non vers le large (ce facteur a parfois une importance primordiale);

4) la part des actions continentales et notamment le rabotage du sommet de la falaise par la glace, les glissements de terrain;

5) la valeur du recul par l'action des vagues, tributaire du fetch et de l'exposition.

En réalité, ces différents facteurs ne jouent pas indépendamment les uns des autres et parmi les multiples combinaisons possibles, quelques types sont surtout représentés. Quatre groupes principaux sont à retenir. Chacun d'eux comporte quelques subdivisions :

Le type le plus fréquemment représenté dans le Caithness, le plus classique sinon le plus spectaculaire, nous est donné par une falaise de profil convexe dont la partie supérieure n'est qu'un ancien versant continental peu incliné et recouvert par une épaisse masse de drift. Cet agencement implique évidemment un recul par érosion marine d'autant plus moderé que la part de la moraine est grande dans le total. Aux alentours de Ramscraigs (au Nord-Est de Berriedale) par exemple, la couverture morainique occupe entre le quart et les deux-cinquièmes d'une hauteur totale qui est de l'ordre de 70 à 100 m. Grâce à quelques pitons élevés qui subsistent en avant de la falaise gréseuse, grâce également à la largeur de la plate-forme d'abrasion, on peut reconstituer sans trop de mal l'ancien profil topographique et estimer que le recul a atteint plusieurs dizaines de mètres depuis qu'a eu lieu le dépôt du drift. Cette valeur qui pourrait sembler assez considérable reprend des proportions plus modestes, quand on constate que le matériel friable est constitué essentiellement de grès qui se débitent aisément.

Vers Dunbeath, un peu au Nord-Est, les conditions structurales changent : aux grès en bancs se substituent de fines plaquettes qui ont permis aux vagues de pousser leur ciselure très loin dans le détail. Ce faciès et l'inclinaison du pendage à 15-20° vers le large expliquent l'irrégularité de la plate-forme d'abrasion et le découpage du tracé de la côte. L'importance du travail de la mer est difficile à évaluer, car elle est très variable d'un point à l'autre : si dans les sections, la part du revêtement morainique dans le total n'excède guère 1/3,

en revanche dans les rentrants elle peut atteindre plus des 3/4, c'est dire que le profil tout en restant convexe peut se modifier beaucoup. Bien différentes sont les falaises comprises entre Keiss et Nybster : leur originalité tient à l'allure tout à fait géométrique de la moitié inférieure sculptée dans de grosses dalles subhorizontales. Mais en dépit d'une ampleur réduite (15-20 m de hauteur), elles appartiennent au même type que les précédentes côtes, car l'épais manteau de drift qui leur confère la même forme convexe d'ensemble, témoigne d'un recul limité.

Quand le travail d'érosion marine s'est fait essentiellement aux dépens d'une puissante masse de dépôts glaciaires descendant très bas, les falaises prennent un profil concave en raison de la part considérable prise par le ravinement dans le façonnement des formes. Pareil dispositif implique d'une part la présence d'un important creux de roche en place bourré de moraine, d'autre part un recul assez faible qui n'a pas encore exhumé l'ancien versant préglaciaire. C'est exactement ce qu'on observe sur les côtes de la baie de Thurso qui sont tournées vers l'Est ou le Sud-Est et qui sont donc les moins exposées. Les multiples ravins, ravineaux et échancrures qui découpent les trois-quarts ou les deux tiers supérieurs de la falaise dans le drift sont pour la plupart morts, mais de petits décollements et des glissement d'origine anthropique affectent encore ce matériel meuble qui doit seulement à la mauvaise exposition et à la protection des grès à la base de ne pas avoir encore disparu. La dissymétrie frappante de la baie montre clairement le rôle fondamental tenu par l'exposition et le fetch dans le recul latéral et par conséquent dans le modelé littoral. La portion orientale de la baie est en effet très différente de celle qui lui fait face : exposée au Nord-Ouest et disposant d'un fetch quasi-illimité dans cette direction, elle a vu se développer une large plate-forme d'abrasion marine dans les grès, au pied de falaises de commandement d'ailleurs médiocre.

Inversement, le manteau morainique peut ne constituer qu'un placage d'épaisseur négligeable ou même disparaître complètement. Il faut alors essayer d'évaluer ce qui dans l'ensemble d'un profil entièrement rocheux revient aux processus continentaux et ce qui appartient à l'action de la mer. La distinction n'est pas toujours commode.

Sur les côtes élevées qui doivent à leur exposition vers le Sud-Est d'avoir subi de front le passage des nappes de glace, le rabotage de la partie supérieure des falaises par les glaciers ne fait guère de doute. Ainsi vers Bruan, à proximité d'Ulbster, les dalles de grès du haut de la falaise apparaissent recoupées par un arc de cercle dont le rayon trop court ne permet pas le raccord avec la topographie continentale située en arrière. Aux environs d'Ellens Geo, un peu plus loin, le biseautage d'origine glaciaire est encore plus net, car il tronque à l'emporte-pièce les bancs gréseux inclinés en donnant naissance, entre la falaise marine proprement dite et le bourrelet de conglomérats implanté en retrait, à un alignement de facettes très caractéristique. Quelquefois les processus continentaux, tout en se rapportant aussi au Quaternaire froid, ont été différents. Au Sud-Ouest de Berriedale par exemple, le profil côtier est irrégulier, car l'évolution s'est faite par glissements de terrain en paquets. Ce phénomène assez inhabituel dans le Vieux-Grès-Rouge résulte d'un concours de circonstances favorables : une concentration locale des eaux par la topographie; une puissante érosion marine dans les argiles d'Ousdale créant l'appel au vide nécessaire; un plan de discordance entre les brèches de Badbea et les argiles d'Ousdale qui a servi de surface de glissement; enfin un pendage qui ne se fait pas vers l'intérieur.

C'est naturellement le long des côtes les mieux exposées que sont localisées les falaises les plus spectaculaires. Dans ces secteurs, l'ampleur du travail des vagues n'a guère permis à la moraine de subsister autrement que sous forme d'un mince placage au-dessus des bords tronqués du plateau. Aussi de grands escarpements rocheux de 50 à 80 m de haut forment-ils la quasi-totalité du profil de la falaise. Les nuances observables d'un lieu à l'autre sont dues aux différences de matériel. Dans les grès hétérogènes du Dévonien supérieur, à Dunnet Head par exemple, la falaise a naturellement un dessin irrégulier qui tient compte des différences de résistance entre les bancs massifs et les volumes friables. Par contre, dans les puissants empilements des dalles grises de Thuro, les formes atteignent une perfection géométrique et de hautes falaises subverticales comportant même des surplombs apparaissent couramment, pour peu que le pendage soit faible (ex. : secteur compris entre Skirsa Head et Wife Geo). Si en moyenne les diaclases sont rares dans le plan vertical, elles sont cependant très marquées. Elles correspondent dans le détail à des faisceaux assez espacés de grandes fissures favorisant le dégagement de vastes parois nues qui tranchent les strates sur des dizaines de mètres de hauteur *(photo 61)*. A ces formes très simples presque totalement dépourvues de débris s'opposent celles qui sont sculptées dans les séries gréseuses de John o' Groats. A Fast Geo, on perçoit clairement le changement de paysage que détermine le passage brutal des dalles aux grès par une faille. Le dessin de la côte devient beaucoup plus irrégulier en raison des multiples indentations qui échancrent la falaise. La plupart de ces rentrants sont de profonds ravins un peu digités dont le fond encombré de pierrailles anguleuses débouche sur le front de mer par une pente longitudinale accusée. En certains endroits, de véritables talus ou cônes de débris masquent le bas de la falaise *(photo 62)*. Tout se passe donc comme si les grès rouges de John o' Groats traversés par deux réseaux denses et orthogonaux de diaclases s'étaient montrés beaucoup plus sensibles aux actions mécaniques que les dalles de Thurso. Or la section de côte où affleurent ces grès est nettement en retrait par rapport aux avancées de Duncansby Head et Skirsa Head qui l'encadrent et qui sont constituées pour leur part de

PHOTO 61. — *Deux types de falaises du Caithness.*
Au premier plan, falaises géométriques de Wife Geo taillées dans les dalles de Thurso. Au second plan, falaises moins régulières de Duncansby sculptées dans les grès rouges du John o' Groats. Vue vers le Nord.

PHOTO 62. — *La falaise au Nord de Fast Geo (Caithness).*
Falaise taillée dans les grès rouges de John o' Groats. Noter les ravins morts et les talus d'éboulis en partie couverts.

dalles. Crampton et Carruthers qui avaient déjà signalé cette particularité l'expliquaient par une différence d'efficacité de travail des vagues : les dalles ne fournissent pas de projectiles, tandis que les grès en distribuent en abondance au contraire [112]. L'explication est ingénieuse, mais elle ne rend pas compte des contrastes de modelé auxquelles il vient d'être fait allusion. Les oppositions morphologiques se comprennent mieux si l'on attribue aux processus continentaux de période froide la place qui leur revient. De par leur macro-fissuration plus poussée, les grès étaient plus gélifs que les dalles, donc plus affouillables par des ravins de gélifraction périglaciaire. L'évacuation des débris par la mer permettait l'entretien du mécanisme. Le recul des falaises de grès par rapport aux falaises de dalles mesure au moins 200 m, à en juger par le dessin des côtes et par les témoins élevés que constituent les aiguilles de Duncansby. Il semble raisonnable d'y voir pour une bonne part l'effet d'une érosion différentielle du Quaternaire froid. En tout cas l'érosion marine actuelle est bien incapable d'expliquer les choses, puisque les falaises de dalles forment des saillants qui sont battus par les vagues alors que celles de grès sont justement celles qui évoluent le moins à l'heure présente : elles sont figées et bordées par une ancienne plate-forme d'abrasion appartenant à un niveau peu élevé dont nous verrons un peu plus loin qu'il a connu un climat froid. Logiquement la régularisation du rivage devrait se faire maintenant aux dépens de la première formation bien plus qu'au détriment de la seconde.

S'il est une forme de détail caractéristique des littoraux à falaises du Caithness et des Orcades, c'est bien l'échancrure profonde et étroite souvent accompagnée de grottes que l'on dénomme le « geo » ou le « goe » (1). On peut la considérer comme structurale, dans la mesure où elle se développe de préférence dans les grès en raison de leur système de diaclases bien marqué. Mais on la rencontre également dans d'autres roches cohérentes. Les geos ne sont d'ailleurs par présents dans toutes les catégories de grès, du moins avec une égale fréquence. Ils sont rares dans les grès friables qui voient leur cohésion diminuée par de nombreux lits meubles (Vieux-Grès-Rouge supérieur) ou encore par un réseau de fissures trop rapprochées dans deux plans différents (grès de John o'Groats). Par contre, ils abondent dans les volumes gréseux cohérents et plus spécialement dans les assemblages de dalles que traversent des groupes de diaclases espacés.

Les geos sont pour la plupart liés à des failles ou à des fractures au tracé transversal ou oblique à la côte (2). Les types les plus élémentaires bien représentés au Nord de Skirsa Head ou au voisinage du phare de Duncansby, épousent simplement le tracé d'une étroite zone riche en fissures. Ils n'ont que quelques mètres de large à la base mais entaillent le plateau sur toute sa hauteur et se suivent sur plusieurs dizaines de mètres ou même une centaine de mètres vers l'intérieur. Leur tracé rigide, le plus souvent rectiligne mais quelquefois coudé, est étroitement tributaire d'une ligne de faiblesse. Les parois sont simples et à peu près parallèles. D'autres geos, tout en gardant la même forme géométrique sont un peu plus larges : ils sont généralement excavés dans le volume compris entre deux fractures; ainsi Ellens Geo, coupure caractéristique aux bords lisses subparallèles. Quand le matériel que recoupe la faille est affecté d'un pendage prononcé, le geo devient naturellement dissymétrique : Ashy Geo par exemple. Enfin des systèmes plus compliqués de fractures peuvent donner naissance à un dédale de couloirs séparés par des murs ou par des pinacles et communiquant les uns avec les autres sous des arches naturelles : Wife Geo avec son dessin géométrique quadrillé est très représentatif du genre.

Beaucoup de geos ont des formes à peu près figées qui trahissent l'arrêt de leur évolution. Le fond est fréquemment encombré par de gros éboulis couverts qui descendent jusqu'au niveau des plus hautes mers sans qu'apparemment un remaniement actuel se fasse sentir *(photo 63)*. Quelques échancrures plus larges, comme le Broad Geo, sont mieux récurées : les parois du fond sont nettoyées et des blocs peuvent encore se détacher aujourd'hui. Mais dans la majorité des cas, la mer est loin d'atteindre l'extrémité interne et se montre, bien entendu, incapable de déblayer les éboulis qui s'y trouvent. Tout se passe comme si les geos avaient été façonnés à une époque où le niveau marin stationnait à une altitude un peu supérieure au zéro actuel. Or, en bordure de certaines parois, on rencontre des éléments non équivoques de plates-formes rocheuses légèrement perchées.

Celle qui longe Ellens Geo est parfaitement visible, car elle recoupe des bancs gréseux inclinés à 15° environ, mais un pendage plus faible accroît naturellement l'influence de la structure et rend les formes moins caractéristiques. On voit mal comment dans une situation aussi abritée que celle des geos, la mer aurait pu sculpter une banquette par la seule action mécanique de ses vagues. Le mécanisme des pieds-de-glace qui intéresse les rivages polaires actuels [J. Corbel 105] semble d'autant mieux à même de rendre compte des faits que les grès constituent un matériel sensible à la gélifraction. De toute façon, les processus continentaux d'infiltra-

(1) En breton, se retrouve le terme de « keo » pour désigner des grottes (communication écrite de M. A. Guilcher).

(2) La fraîcheur des formes consécutive à une exploitation récente des accidents tectoniques n'implique pas nécessairement une origine tardive du réseau de fractures. Il n'est pas démontré que les fractures qui ont guidé les geos des Orcades et du Caithness soient quaternaires. M. A. Peacock admet bien que dans l'archipel des Färö le réseau tectonique responsable des geos s'est constitué en grande partie au Postglaciaire, mais il n'apporte pas la preuve de son affirmation [339]. A Noe-Nygaard, quant à lui, se montre plus prudent. Il admet que les petites failles suivies par les geos des Färö se rattachent aux mouvements de relâchement du substratum intervenus à la fin du volcanisme éogène [323]. Bien que postérieurs aux dykes les plus tardifs qu'ils déplacent, les accidents seraient néanmoins d'un âge nettement plus reculé que le Quaternaire froid.

*

tion, de gélivation, de ruissellement sur roches imperméabilisées par le gel ont collaboré avec la mer pour creuser les geos le long des lignes de faiblesse. Il est significatif du reste que quelques unes de ces entailles se prolongent en arrière par un ravin continental qui n'a pas subi la moindre érosion marine (Kerry Goe par exemple). Quant à l'éventualité d'un ancien estran façonné sous climat froid, elle n'est pas à exclure, comme nous allons le voir.

Les vestiges d'anciens rivages.

On a coutume, à la suite des levés du Geological Survey, de considérer que les côtes du Caithness sont à peu près dépourvues de restes de rivages anciens, à l'exception toutefois des quelques témoins réduits et discontinus d'une plage cataloguée « five-foot raised beach » [112]. Cette opinion pour fondée qu'elle soit dans ses grandes lignes, n'en reste pas moins trop tranchée pour que nous ne tentions pas de la nuancer quelque peu.

Examinons tout d'abord le problème des vestiges des plages soulevées tardiglaciaires (supérieure ou intermédiaire). Leur absence n'est pas aussi totale qu'on a bien voulu le dire. Ils ne disparaissent pas complètement à partir d'Helmsdale : assez loin vers le Nord-Est se retrouvent les témoins peu douteux d'un rivage qu'on peut rattacher à la plage supérieure *(fig. 169 et 170)*. L'un d'eux est observable au voisinage de la baie de Dunbeath, à Portormin, vers 15 m d'altitude au-dessus des plus hautes mers. Bien qu'il ne soit visible que sur une coupe réduite de 70 cm de haut, le matériel apparaît foncièrement différent de celui de la moraine : il est très riche en fraction grossière et ne comporte pas de cailloux véritablement anguleux mais seulement des galets parmi lesquels dominent des grès bien roulés, des granites mal arrondis et des gneiss subanguleux. De part et d'autre de Janetstown Harbour, existent également des vestiges de petite taille. Celui qui est situé au Nord-Est n'est pas accessible à cause de sa position perchée sur une paroi raide. Mais les trois qui sont au Sud peuvent être examinés de près. Il est remarquable qu'ils soient en gros à la même altitude : 14-17 m. Le matériel très caillouteux peut d'autant moins se confondre avec le manteau terreux de boulder-clay qu'il y a un net ravinement de la seconde formation par la première. Dans l'émoussé des galets, on retrouve entre les diverses catégories lithologiques les mêmes oppositions que celles qui ont été notées pour les plages soulevées du Moray Firth.

Au-delà vers le Nord, nous n'avons rencontré aucune autre trace de haut rivage ancien. La présence de quelques témoins n'ayant jamais été signalée dant tout ce secteur, on peut considérer que la plus grande partie du Caithness (au Nord de la latitude de Latheron) est probablement dépourvue de reste de plage soulevée tardiglaciaire. Encore ne suffit-il pas de constater pareille absence; il faut tâcher de l'expliquer. L'hypothèse la plus simple consiste à faire appel à une disparition par érosion marine : les traces inscrites dans le Vieux-Grès-Rouge n'auraient pas été conservées en raison du recul important dont témoignent les falaises. Cette explication n'est pas soutenable pour plusieurs raisons : 1) La disparition des plages soulevées ne coïncide pas avec la limite des falaises et des affleurements de Dévonien, elle se situe beaucoup plus au Nord ainsi que nous venons de le constater; 2) Le recul de la côte est en grande partie un fait ancien, car la mer depuis la fin du Quaternaire froid n'a pas encore réussi à dégager la moraine qui fossilise les falaises en maints endroits; 3) Une érosion même active n'aurait pas été totale et aurait laissé dans les secteurs déprimés des grandes baies sableuses, des vestiges plus ou moins étendus d'accumulations marines. Si l'on se tourne vers une autre explication, l'insuffisance du relèvement isostatique, on se heurte à des difficultés non moins redoutables. Il est certain que le Caithness comme les Orcades n'ont pas connu un soulèvement de compensation glacio-isostatique aussi complet que les autres régions d'Ecosse. Dans le Caithness nous n'en voulons pour preuve justement que la décroissance régulière d'altitude des rivages anciens vers le Nord *(fig. 169-170)*. Mais cet abaissement très progressif ne peut pas expliquer une disparition brutale; il ne conduit au voisinage du zéro actuel que les restes de plage inférieure. Les autres vestiges sont encore à une quinzaine de mètres au-dessus du niveau des plus hautes mers présentes, quand ils disparaissent à Janetstown Harbour. Il ne reste plus qu'à envisager une occupation tardive des côtes du Caithness par la glace. Quand on sait que le long du Moray Firth, tous les grands glaciers pourtant bien alimentés avaient déjà abandonné la partie inférieure de leur vallée au moment où s'édifiaient les dépôts de la plage soulevée supérieure, on est bien obligé d'admettre qu'*à fortiori* dans le Caithness l'engorgement ne pouvait provenir de l'intérieur. Il semble assez plausible d'admettre, comme le suggéraient les auteurs du Mémoire du Geological Survey [112], qu'une grande nappe de glace morte issue de la calotte de la Mer du Nord a longtemps recouvert la bordure du plateau.

Les vestiges d'un rivage ancien inférieur dominant d'un mètre ou de quelques mètres tout au plus la cote atteinte par les plus hautes mers actuelles, ne subissent pas semblable évanouissement vers le Nord : ils ceinturent par de nombreux jalons les côtes du Caithness au moins jusqu'à la péninsule de Dunnet Head et probablement jusqu'à Thurso Bay. Sans vouloir dresser un inventaire exhaustif de ces témoins, on peut à partir de quelques exemples pris dans l'ordre géographique du Sud au Nord, montrer que le niveau a une continuité beaucoup plus réelle que ne le laisserait supposer la cartographie du Geological Survey. Les altitudes décroissent vers le Nord, mais les changements locaux d'exposition introduisent de petites irrégularités.

Photo 63. — *Ellens Goe.*
Vue vers le large. Noter les éléments de banquette rocheuse dans le bas, en situation pourtant abritée.

Les falaises qui bordent les alentours de la baie de Dunbeath ou Janetstown Harbour sont mortes, car entre leur base et le niveau des plus hautes mers s'interposent vers 1 à 3 m des restes de plages anciennes. Le matériel dérivé en grande partie de la moraine que recoupent les falaises, a des caractères très voisins de celui qui constitue le sommet de l'estran actuel *(fig. 163)*. A une altitude analogue subsistent dans le fond de la baie de Lybster et dans le rentrant de Ceann Hilligeo, quelques placages de plage perchée.

La profonde crique du Haven, à l'Est de Sarclet, présente un intérêt particulier, car les témoins de littoral ancien qu'elle a conservés à 1,60-2,20 m sont associés à des dépôts périglaciaires. Du côté sud-est il s'agit simplement d'une étroite plate-forme d'abrasion passant latéralement à un petit remblaiement de galets. Au Nord-Ouest, par contre, les choses sont plus compliquées : deux lambeaux inégaux de plage ancienne se raccordent à une grande banquette rocheuse. Le premier est un lit de galets bien roulés qui coiffe une masse de head où des petits débris et quelques gros blocs apparaissent noyés dans une matrice argilo-sableuse. Le second est formé de deux lits distincts de galets marins séparés par des volumes de head. La succession-type comporte les éléments suivants avec leur épaisseur respective :

sommet à + 2,40-2,50 m
0-15 cm : galets moyens épars ou en lit
60-75 cm : head à éléments grossiers
5-20 cm : lits de petits galets continus sur plus de 10 m
30 cm : head.

Il est clair que les accumulations marines sont contemporaines des dépôts périglaciaires. Comme en plusieurs points de la côte nord-ouest du Cromarty Firth, le rivage ancien inférieur porte les marques d'un climat froid.

Les observations que l'on peut faire au Nord de la baie de Wick dans Broad Haven n'apportent pas d'éléments nouveaux, en dépit de l'allure schématique des formes. Une telle banquette d'abrasion dont la largeur ne dépasse guère 7 m recoupe très nettement les bancs de grès à + 1,30 m d'altitude. Elle se prolonge dans le fond du rentrant par un reste de plage ancienne qui monte jusqu'à près de 2 m. Une coupe montre que les petits galets bien roulés d'origine marine ne forment qu'un simple placage au-dessus d'un head dont les cailloux anguleux sont noyés dans une pâte argilo-sableuse. En revanche, le long de la baie de Sinclair vers Ackergillshore, le matériel sableux de la plage ancienne est surmonté par endroits de head local à petits éléments anguleux. Les restes de rivage suspendu s'étendent dans ce secteur sur plus d'un kilomètre à une altitude comprise entre 1,30 m et 2,50 m. Le plus souvent ce sont d'authentiques vestiges de plage où abonde le sable coquillier mais des masses rougeâtres et terreuses où se mêlent de petites pierres anguleuses, des plaquettes et des fragments de dalles ne sont pas rares : tantôt elles s'intercalent dans le sable, tantôt elles recouvrent le sommet des volumes sableux. Les relations chronologiques sont donc les mêmes qu'au Haven de Sarclet. Quand il s'agit d'une plate-forme d'abrasion, elle est jonchée d'ordinaire par des morceaux de pierraille anguleuse hétérométrique probablement débités par le gel.

Au Nord de Sinclair's Bay, d'autres témoins sont encore visibles, mais leur intérêt se borne au rôle de simples repères. Entre Keiss et Nybster, la mer aidée par la disposition subhorizontale des grandes dalles a taillé autrefois une large plate-forme régulière qui subsiste presqu'intacte à environ + 1,5-2 m, avec sa falaise morte et quelques beaux pinacles. Dans Keiss Harbour, comme dans Freswick Bay, les vestiges sont plus douteux bien qu'ils soient accompagnés d'accumulations de sable et de galets. L'altitude est à peine supérieure à celle du niveau des hautes mers actuelles dans la baie de Freswick et la distinction entre les remblaiements passés et présents devient difficile. Le long des secteurs soumis à l'érosion, c'est l'existence de falaises figées qui trahit le léger décalage du niveau marin. Ainsi les falaises de Duncansby, n'évoluent guère dans les grès de John o' Groats pour le moment (v. p. 541) ; effectivement une banquette rocheuse basse, mais partiellement recouverte de débris et de végétation les borde. Le dispositif est à peu près le même dans la petite baie rocheuse de Clardon Head entre Dunnet et Thurso. Tout le fond est occupé par des falaises qui ne sont plus fonctionnelles, leur base masquée en partie par de gros morceaux de dalles et colonisée par la végétation n'étant plus atteinte désormais à son plus haut niveau. Il s'en faut de peu d'ailleurs, car les vagues recouvrent encore périodiquement les dalles tronquées au cœur de la crique.

A Scrabster (baie de Thurso), les grandes falaises qui entaillent le boulder-clay sont mortes. Si l'arrêt de l'évolution tient évidemment à la présence de remblais artificiels et de constructions portuaires, il y a néanmoins de bonnes raisons de penser que le façonnement de toute la partie supérieure (les 4/5 au moins) remonte à la fin de la période froide. En effet, la falaise a gardé la cicatrice en V d'un magnifique ravin mort, long de 200 m seulement mais profond de 15 à 20 m, qui débouche sur la côte par un fond plat nettement suspendu.

De cet inventaire rapide, se dégagent plusieurs conclusions :

1) La mer a laissé de nombreux vestiges d'un ancien rivage peu élevé tout au long des côtes du Caithness.

2) Ce rivage s'abaisse vers le Nord. Il a donc subi une déformation liée sans aucun doute à l'inégal relèvement isostatique postglaciaire. Nulle part cependant, il ne plonge au point de disparaître sous le niveau actuel des mers.

3) Les traces laissées par un climat périglaciaire sur cet estran perché, tant au Caithness que le long de certains secteurs du Moray Firth, lui assignent un âge nécessairement reculé. Cela risque de remettre en cause la corrélation qu'on aurait été tenté d'établir avec la classique plage soulevée inférieure, à moins que cette dernière

ne soit elle-même plus ancienne qu'on ne l'avait imaginé tout d'abord, ou encore ne reprenne un vieux rivage de période froide.

L'évolution actuelle.

La fréquence des falaises figées dont la base est encore jalonnée par des restes de rivages anciens, montre que le travail présent des vagues se fait à un rythme assez lent. La plupart du temps, la mer se borne à exhumer de leur manteau morainique les grès d'une topographie préglaciaire ou interglaciaire descendant en-dessous du zéro actuel (1). Encore est-elle loin d'avoir toujours récupéré ses positions anciennes, surtout dans les rentrants (ex. : Dunbeath Bay). Quand les vagues réussissent à faire disparaître la barrière protectrice des vieux rivages perchés, elles peuvent déclencher sur des falaises mortes une remise en marche accélérée de l'érosion, à condition que le matériel s'y prête. C'est ce qu'on observe au fond de la baie de Thurso dans le boulder-clay. Les vagues de tempête ont occasionné des glissements et provoqué de grandes déchirures dans la couverture végétale. Certaines blessures atteignent toute la hauteur de la falaise, c'est-à-dire une trentaine de mètres. Devant cette crise, on a jugé bon de protéger le remblai de la route par du ciment. L'exposition n'est pourtant pas spécialement favorable (Nord-Est et NNE) mais le fetch est important et surtout le matériel est meuble, sujet au glissement par paquets et donc très favorable à une évolution brutale. Quand les grès remplaçent la moraine, les progrès sont beaucoup moins spectaculaires. A Staxigoe, sur une côte très ouverte vers l'Est et disposant du fetch de toute la Mer du Nord, les véritables plates-formes d'abrasion rocheuses nettement individualisées sont rares. La plupart sont des platiers irréguliers provenant d'une dégradation de la topographie inframorainique inclinée vers le large. Certaines banquettes tronquant les grès sortent même directement de dessous le manteau de drift qui est en arrière. Il est vrai que par endroits les marques imprimées par l'érosion marine actuelle dans le Vieux-Grès-Rouge sont plus vigoureuses.

Ainsi les pointes dissymétriques sculptées, au Sud-Ouest de Lybster, dans des dalles et des plaquettes de grès fortement redressées ont toutes leur extrémité largement entaillée par une plate-forme d'abrasion fonctionnelle. Si l'on prolonge le plan incliné qui en arrière sépare la moraine de la roche en place, on aboutit précisément à l'extrémité des plates-formes. On doit donc penser que l'élaboration de ces grandes encoches aux dépens des grès est nécessairement postérieure au dépôt de la moraine. Mais, vu l'altitude faible des vestiges de littoral ancien au voisinage, il n'est pas exclu que la mer se soit contentée de remanier un estran rocheux de la fin du Quaternaire froid.

3. — L'ARCHIPEL DES ORCADES

(fig. 171)

Ce grand archipel dont les contours généraux s'inscrivent dans un rectangle de 45 × 70 km environ, prolonge loin vers le Nord, bien au-delà du 59e parallèle, les paysages écossais. Il est essentiellement constitué comme les régions plus méridionales, de Vieux-Grès-Rouge : à l'exception de quelques timides affleurements de socle granito-gneissique, toutes les roches en place sont dévoniennes. Mais la présence quasi exclusive des sédiments dévoniens n'a pas pour corollaire une répétition monotone des mêmes formes d'un secteur à l'autre. Compte tenu de l'étendue limitée des terres émergées (975 km^2), le modelé est assez varié. Cette diversité morphologique qui oppose les Orcades au plateau du Caithness, tient à trois causes principales :

1) La lithologie n'est pas homogène : dans les séries sédimentaires s'observent des successions de grès massifs en bancs, de dalles et de plaquettes gréseuses, de marnes, etc. sans parler des conglomérats de base qui comptent d'ailleurs assez peu.

2) Les déformations tectoniques ont été beaucoup plus vigoureuses que dans le Caithness. Les couches ont des pendages nettement plus accusés (médiane = 11,2 au lieu de 8) et surtout plus variables, en raison des plissements à axe méridien ou subméridien qui ont affecté le matériel de Vieux-Grès-Rouge moyen avant le dépôt du Dévonien supérieur encore représenté à Hoy [173]. A ces plis, s'ajoutent des failles normales, conformes ou contraires suivant le cas, qui s'organisent en deux faisceaux d'âge différent au moins : l'un méridien est accompagné de rejets faibles en général, l'autre mieux marqué, est formé d'un quadrillage de grands accidents obliques NW-SE et WSW-ENE surtout.

(1) Depuis longtemps déjà Crampton, Carruthers et leurs collaborateurs ont signalé de nombreux indices qui permettent de penser que la mer a occupé autrefois une position plus déprimée que celle d'aujourd'hui [112]. Mais ces témoignages ne sauraient se rapporter tous à la même époque. Les forêts et les tourbes submergées sont relativement récentes. Par contre le façonnement des plates-formes submergées qu'on observe au pied de quelques falaises, le creusement des chenaux profonds qui prolongent le débouché de certaines rivières (Wick par ex.) remontent nécessairement à une période beaucoup plus lointaine, sans doute préglaciaire.

Ces problèmes de chronologie quaternaire seront étudiés au chapitre XI, 2e partie.

3) La dissection du relief est beaucoup plus avancée, beaucoup plus poussée dans le détail que celle du Caithness, car la région occupe une position périphérique qui lui a valu d'être exposée à la fois aux attaques des cours d'eau tributaires de l'Océan Atlantique et à celles des affluents de la Mer du Nord. Dans cet « archipel-interfluve », l'élément dominant du modelé n'est plus le plateau, mais la colline ou le fragment réduit de plateau.

Mais la division des volumes saillants ne peut être qu'ancienne car l'originalité des paysages des Orcades réside principalement dans l'état présent de demi-submersion du relief. Les signes d'une immersion incomplète des formes sont partout visibles : la plupart des détroits sont des vallées ennoyées, bien des isthmes ne sont que de vieux dos interfluves continentaux partiellement recouverts par la mer.

La forme très digitée de certaines îles (Westray, Sanday, Stronsay) ne fait que matérialiser cet ennoiement imparfait. Comme les fonds des vallées majeures sont masqués par les eaux marines, les versants prennent une place très importante dans le modelé. Beaucoup d'entre eux ont un profil convexe qui s'explique précisément par la submersion de la partie inférieure. Quant aux pentes douces qui dominent très largement, — les valeurs comprises entre 4 et 9° sont courantes, sauf dans le Nord-Ouest de l'île montagneuse de Hoy — elles proviennent certes d'un empâtement général des formes par le manteau morainique, mais tiennent aussi pour une bonne part à l'adoucissement des versants par les migrations de masse des débris, notamment sous l'effet d'une puissante solifluction.

a. Les aplanissements tertiaires

(Carte hors-texte VI, carton)

Les traces laissées par l'évolution cyclique du relief écossais ne sont pas effacées aux Orcades, mais en raison de la dissection ultérieure, elles n'affectent plus qu'une portion réduite du modelé. Si les aplanissements tertiaires ont aisément pu s'inscrire dans les volumes d'un Vieux-Grès-Rouge presqu'entièrement dépourvu de conglomérats et donc relativement peu résistant, en revanche ils s'y sont assez mal conservés. On ne saurait cependant nier que le dispositif étagé de la topographie est encore clairement visible.

Vu la discordance marquée du Dévonien Supérieur de Hoy sur le Dévonien moyen qui affleure dans le reste de l'archipel, on serait tenté de rattacher à ce plan d'érosion les vestiges d'aplanissement qui tronquent les couches du Vieux-Grès-Rouge moyen à une altitude voisine. En fait, ainsi que nous l'avons déjà noté [169], pareille reconstruction s'avère purement théorique. Elle se heurte à trop d'impossibilités pour qu'on éprouve quelque hésitation à la rejeter : 1) Le raccord qui devrait s'effectuer dans le Nord-Ouest de Hoy ne peut s'opérer qu'au prix d'un décalage brutal et important d'altitude; 2) L'allure calme des témoins d'aplanissement contraste vivement avec l'irrégularité de la topographie fossilisée par le Vieux-Grès-Rouge supérieur; 3) On voit mal comment aurait pu se réaliser l'exhumation, puisque les formations supérieures sont en général plus résistantes que les roches sous-jacentes, comme le montrent les formes d'inversion du relief en structure faillée.

Nous avions, en son temps, observé qu'aux Orcades les restes des surfaces d'érosion se groupaient en trois séries assez faciles à distinguer [169]. Ces trois ensembles correspondent de toute évidence aux trois aplanissements tertiaires les plus récents repérés ailleurs en Ecosse septentrionale. La différence notable d'altitude qui sépare les uns et les autres ne doit pas être considérée comme une difficulté insurmontable. En effet, la diminution sensible d'altitude affecte en même temps les trois aplanissements orcadiens, de sorte que les intervalles sont respectés. On peut donc la mettre au compte de la réaction tectonique globale qui est responsable de la demi-submersion de l'archipel. Aux dénominations provisoires de « surface de Hoy » (1), « surface du mainland occidental » (2) et « surface inférieure » (3) que nous avions utilisées, il convient désormais de substituer les termes respectifs de « surface intermédiaire », « surface écossaise » et « niveau pliocène » qui ont été employés dans cet ouvrage pour désigner les derniers aplanissements tertiaires d'Ecosse du Nord. A vrai dire, ce n'est pas d'une substitution pure et simple qu'il s'agit : la carte publiée en 1956 n'a pas été reproduite telle quelle sur le carton de la planche VI. Quelques modifications qui du reste n'affectent pas la répartition géographique d'ensemble, ont été introduites au fur et à mesure des progrès de la connaissance. Elles seront signalées dans l'analyse qui va suivre.

La surface intermédiaire.

C'est seulement à Hoy dans les épaisses séries gréseuses du Dévonien supérieur que se sont conservés des témoins de la surface intermédiaire. Ils apparaissent dans la moitié nord de l'île sous forme de quelques fragments de plateau rapprochés. Leur sommet rigide ou même tabulaire biseaute sous un angle faible les couches de grès doucement inclinées vers l'Ouest. Ainsi qu'on peut le constater de loin, du large, ou de près, depuis les plateaux eux-mêmes, l'unité d'ensemble du plan d'érosion ne fait guère de doute. Seuls quelques lourds sommets comme Cuilags, Ward Hill, Knap of Trowieglen, semblent avoir échappé au nivellement, car ils se détachent assez nettement du reste.

Malgré une altitude relativement modeste qui se tient d'ordinaire entre 320 et 350 m, l'aplanissement ne peut guère appartenir qu'à la surface intermédiaire. En effet, il est flanqué à Hoy même de deux grands paliers non structuraux parfaitement nets, séparés de lui par des dénivellations qui correspondent précisément aux écarts observés sur le Mainland d'Ecosse du Nord entre la surface intermédiaire d'une part et respectivement la surface écossaise et le niveau pliocène d'autre part. La présence sur une même île des vestiges des trois aplanissements réduit énormément les dangers d'extrapolation.

Contrairement à ce que nous avions cru primitivement [169], la surface intermédiaire n'a pas été nécessairement découpée en escaliers successifs par des failles. Les lambeaux de plateau d'érosion qui occupent toute la partie méridionale de Hoy au Nord-Ouest du Long Hope peuvent très bien être rattachés à un seul et même aplanissement plus récent, la surface écossaise, sans qu'il soit besoin de faire appel à la tectonique pour comprendre leur position. Les levés détaillés effectués par le Geological Survey ne signalent d'ailleurs aucune faille dans le secteur. Si néanmoins quelques grandes fractures orientées WSW-ENE traversent les grès (West Dale par exemple), on peut imaginer qu'une ligne de faiblesse a servi localement de limite à la surface écossaise. Quant au contact brusque entre les deux aplanissements, il ne doit pas nous étonner, car il fait partie des caractéristiques morphologiques habituellement rencontrées en bordure de la surface écossaise.

L'extension des jalons de la surface intermédiaire est trop faible pour qu'on puisse juger d'une éventuelle déformation.

La surface écossaise.

Cet aplanissement est beaucoup mieux représenté. Il se suit dans toute la moitié occidentale de l'archipel depuis le Sud de Hoy jusqu'à Rousay et peut-être même jusqu'à Westray. C'est sans conteste à Hoy dans les grès massifs du Dévonien supérieur qu'il est le plus largement conservé. Il cerne par quelques banquettes d'érosion les pourtours des « montagnes » et des plateaux élevés du Nord-Ouest de l'île. Du côté Sud, en particulier ses grands interfluves calmes, compris entre 170 et 220 m d'altitude, s'identifient aisément, grâce au knick caractéristique qui les arrête brutalement au pied du Withi Gill. Somme toute, les hauteurs de Hoy font figure d'insel-gebirge par rapport à cet aplanissement.

Dans la partie ouest de l'île principale (« Mainland »), la surface écossaise est reconnaissable au long chapelet de témoins étroits mais nets qui tronquent sans équivoque les sommets de toute une série de collines alignées sur la bordure orientale d'un vaste anticlinal. La guirlande se poursuit du Sud au Nord sur une vingtaine de kilomètres : de Gruf Hill à Mid Hill. Les méplats sommitaux qui recoupent sous un angle faible (3 à 5°) les dalles de grès inclinées modérément, sont pour la plupart subhorizontaux et recouverts de tourbe. Un des exemples les plus typiques à cet égard est la table du Ward of Redland, longue de plus de 2 km. Si l'altitude est suffisamment constante d'un jalon à l'autre pour qu'on ne puisse se méprendre sur l'unité du cortège — elle varie dans les limites assez étroites de 170 à 200 ou 210 m —, il ne faudrait pas se hâter de conclure à l'horizontalité d'ensemble de l'aplanissement. Notons tout d'abord que certaines croupes longues appartenant à l'alignement dont il vient d'être question s'inclinent très régulièrement vers l'Ouest ou le Nord-Ouest à la manière d'un glacis : c'est le cas du Kame of Corrigal et surtout de l'ensemble Pullan-Inneraer. Malheureusement la largeur de ces échines est trop réduite pour que l'on ne soit pas contraint d'envisager qu'elles soient de simples interfluves de dégradation de la surface écossaise. Cependant il faut remarquer que d'autres témoins éparpillés dans le reste du Mainland occidental montrent précisément une diminution sensible d'altitude vers le Nord-Ouest. Au Sud-Est, les buttes qui bordent le Wide Firth sont perchées à plus de 220 m; à l'Ouest et au Nord-Ouest au contraire, celles qui matérialisent la bordure occidentale de l'anticlinal sont médiocrement élevées. Beaucoup de ces dernières collines ne dépassent guère 120 à 140 m de hauteur. N'aurait été la présence du niveau pliocène au pied, qu'on aurait pu hésiter à les ranger parmi les restes de la surface écossaise. A vrai dire, certaines d'entre elles ne sont que des reliefs résiduels dominant le niveau pliocène. Rares sont celles qui comme Hill of Miffia gardent les traces d'un nivellement net des couches gréseuses. Compte tenu de toutes ces données, il est raisonnable d'attribuer à la surface écossaise une pente générale vers le Nord-Ouest, mais l'inclinaison n'est pas telle qu'il faille avoir recours nécessairement à un basculement. Dans l'hypothèse d'un aplanissement d'origine semi-aride, la forte descente longitudinale originelle peut suffire.

En tout cas, les témoins sûrs de surface écossaise conservés dans l'île massive de Rousay sous forme de grands fragments de plateau d'érosion, obéissent eux aussi à une inclinaison vers le Nord-Ouest.

Le niveau pliocène.

Dans le matériel du Vieux-Grès-Rouge, facile à recouper mais peu fidèle au maintien des traces d'érosion anciennes, le niveau pliocène ne doit qu'à son élaboration relativement tardive d'être si bien conservé. Il occupe, en effet, dans le paysage actuel une place qu'aucun autre aplanissement ne saurait être en mesure de lui disputer.

Présent dans toutes les îles de quelque importance, il a même réussi à faire disparaître dans la moitié orientale de l'archipel, les vestiges de surfaces d'âge plus reculé. Pourtant il a été victime à son tour de la dissection par les cours d'eau, puisqu'il subsiste ordinairement en position légèrement perchée, sous forme de fragments discontinus d'étendue variable. Les plus larges témoins sont naturellement à rechercher au voisinage de l'ancienne ligne de partage des eaux principale qui traversait l'archipel (v. chapitre III, p. 111 et un peu plus loin p. 551). On les trouve magnifiquement représentés par les bas plateaux qui couvrent la majeure partie de la grande île à l'Est de Kirkwall (« East Mainland »). Il y a là sur des dizaines de kilomètres carrés, une surface calme très régulière qui tronque indifféremment vers 65 à 90 m d'altitude les ondulations, les plis et les failles d'une structure parfois compliquée (péninsule de Deerness par exemple). Quand il ne s'arrête pas brusquement au-dessus de la mer (Scapa Flow) l'aplanissement se raccorde sur le pourtour à d'amples vallées ou vallons dont l'allure évasée a été exagérée par le manteau morainique. L'horizontalité des grands vestiges conservés sur les interfluves est à peu près totale.

Le même type de paysage d'érosion se retrouve un peu plus au Sud dans les îles de Burray et de South Ronaldsay, à une altitude identique. De vastes éléments de plateau orientés de l'WSW à l'ENE gardent dans les volumes gréseux les traces d'un aplanissement bas qui nivelle les failles et tronque les ondulations. Dans les marnes et les grès tendres, le défoncement ultérieur a fait disparaître de larges bandes du niveau pliocène.

A South Walls, péninsule méridionale de Hoy, une hétérogénéité lithologique moins poussée a permis la conservation d'une large croupe aplatie recoupant d'un seul tenant les dalles de grès marquées par un pendage accusé.

Le niveau pliocène est également présent dans les autres îles, notamment dans celle du Nord, mais il n'y forme plus maintenant que les parties planes, relativement réduites des interfluves. Ce n'est que dans la longue île d'Eday, qu'il offre sur les roches les plus cohérentes quelque continuité.

Le travail de restitution n'en reste pas moins assez facile dans la plupart des cas, car les témoins sont bien répartis et se prolongent jusqu'au pied des buttes ou des fragments de plateau de la surface écossaise, tant à Rousay qu'au Mainland occidental ou à Hoy. Il n'y a guère qu'au Nord-Ouest de l'île principale, en arrière de Brough Head, que l'abaissement de la surface écossaise rende plus délicate la distinction avec le niveau pliocène.

b. Les types morphologiques d'exploitation de la structure

A la différence du Caithness, les Orcades ont des combinaisons assez variées de formes structurales qu'elles doivent à un potentiel non seulement assez riche, mais encore bien utilisé. Comme dans les autres régions bordières de la Mer du Nord, la surface de démarrage a été l'aplanissement écossais. Nous le voyons à Hoy respecter une bonne part du volume de Vieux-Grès-Rouge Supérieur en marquant ainsi un des traits majeurs du modelé actuel qui oppose cette île aux autres. Il est certain que dans le Mainland occidental, la surface écossaise a été le point de départ de l'évolution qui a conduit à la topographie préglaciaire d'exploitation de la structure. Mais dans toute la partie orientale de l'archipel, le seul jalon dont nous disposions encore est le niveau pliocène à partir duquel s'est opéré le dégagement des formes liées à la structure.

Parmi les quelques combinaisons morpho-structurales réalisées aux Orcades, quatre surtout méritent d'être retenues et analysées.

Le bloc faillé de Hoy.

Par rapport aux autres îles, Hoy se singularise avec ses montagnes et fragments de hauts plateaux, ses profondes vallées aux versants raides et concaves, bref un caractère heurté et âpre qui passerait probablement inaperçu dans les Highlands, mais qui dans le paysage doucement vallonné des Orcades ne manque pas d'apparaître insolite. Une telle personnalité, Hoy la doit avant tout aux empilements de grès du Dévonien supérieur qui ont pu s'y maintenir dans un fossé de failles, alors que partout ailleurs ils avaient disparu depuis longtemps. En effet, ces épaisses masses gréseuses relativement homogènes se sont révélées plus résistantes que la plupart des autres roches orcadiennes, au point de dominer les pourtours de Hoy et même le reste de l'archipel. En outre, par leur âge postérieur à la phase principale d'orogénie des Orcades, elles ont échappé aux plissements et acquis de ce fait un style tectonique bien particulier, fait d'une juxtaposition de quelques volumineux compartiments faiblement basculés et délimités par de grandes failles. Rien d'étonnant par conséquent à ce que le relief soit simple, constitué de plateaux massifs. Les failles interviennent dans le modelé, mais de façon purement indirecte et l'étagement des formes tient plus aux aplanissements qu'à la tectonique récente. Au Nord, le découpage des plateaux d'érosion est plus prononcé, car de profondes vallées guidées par des failles rapprochées ont réduit les aplanissements perchés à l'état de fragments. Au Sud, la dissection est moins poussée, les fractures étant plus rares et moins importantes. C'est surtout sur les pourtours que le rôle des failles est évident. En effet, les lignes de broyage ont imposé aux aplanissements tertiaires les plus récents des limites commodes, de telle sorte que

les accidents tectoniques se trouvent remis en valeur dans le relief, généralement sous forme d'escarpements de ligne de faille inversés. Un des meilleurs exemples est fourni à l'Est par la grande faille de Risa. Par l'alignement d'éperons auquel elle donne naissance, elle matérialise la limite de défoncement des plateaux de la surface écossaise : conservés seulement dans les grès massifs du Dévonien supérieur, ils ont totalement disparu dans les dalles de Dévonien moyen du compartiment soulevé. Une inversion analogue est réalisée à Rora Head et à l'extrémité orientale de la faille de Bring, mais cette fois à l'intérieur des séries du Vieux-Grès-Rouge supérieur et au bénéfice de l'aplanissement pliocène. Ce dernier est représenté tout le long des côtes nord et nord-est par des banquettes d'autant plus nettes et plus larges que les contrastes lithologiques sont mieux marqués. Aussi contribue-t-il beaucoup, même en l'absence de toute faille, à accentuer le caractère autonome du puissant bloc de Hoy.

Les « boutonnières » de l'Ouest de l'île principale.

Les ondulations et les plis qui affectèrent le Vieux-Grès-Rouge moyen avant même le dépôt du Dévonien supérieur, intéressent la morphologie dans la mesure où les diverses couches ont des faciès suffisamment variés. En effet, les reprises d'érosion qui ont disséqué les derniers aplanissements tertiaires, ont donné naissance à un arrangement des formes tributaires des vieux plissements de l'époque dévonienne.

Dans la moitié ouest de l'archipel, les ondulations sont amples et les pendages n'ont qu'une valeur modérée (médiane du West Mainland : inférieure à 7). Ce sont de larges anticlinaux qui dominent. Leur recoupement par les niveaux d'érosion, puis leur défoncement ultérieur ont abouti à la création de grandes boutonnières elliptiques ourlées d'une ceinture de collines. La plupart de ces « brays » polycycliques sont incomplets en raison de l'ennoyage marin, mais le plus important d'entre eux qui occupe à lui seul la majeure partie du West Mainland, est à peu près entièrement conservé. C'est donc lui qui peut servir de type pour l'analyse.

La grande boutonnière de l'Ouest de l'île principale n'est ouverte qu'au Sud, au Bridge of Waith. Partout ailleurs, elle est bordée par un anneau de collines généralement dissymétriques séparées les unes des autres par des passages évasés. Malgré la présence de deux alignements de hauteurs par endroits à l'Ouest, la continuité est beaucoup moins grande de ce côté qu'à l'Est, où les formes suggèrent mieux une barrière. Il faut toutefois signaler que la virgation de l'anticlinal vers le Sud-Est ouvre dans cette direction une communication avec un demi-bray qui se trouve recoupé par la grande faille de Scapa Flow; le débouché de la boutonnière principale (Bridge of Waith) se faisant pour sa part le long d'un anticlinal secondaire branché vers le Sud. Le contraste entre les reliefs du pourtour et la grande dépression centrale est d'autant mieux marqué que des lacs étendus — le loch of Stenness et le loch of Harray — occupant le cœur de l'anticlinal défoncé. En outre, les différences de tapis végétal soulignent encore les oppositions : à la parure verte du creux beurré de moraine, s'oppose le sévère manteau brun de lande et de tourbe qui recouvre les collines.

L'évolution qui a conduit aux formes actuelles est clairement polycyclique, puisque les traces de deux aplanissements successifs restent inscrites sur les hauteurs périphériques, quelquefois côte à côte. Nous avons vu plus haut que la surface écossaise était bien conservée sur un long alignement de collines qui jalonnait la bordure orientale de l'anticlinal. A l'Ouest, les témoins sont plus abimés, plus rares et moins élevés, mais ils permettent néanmoins d'assigner à l'aplanissement écossais le rôle capital d'une surface de démarrage tronquant les ondulations du Vieux-Grès-Rouge. Quant à l'étape du niveau pliocène, elle a laissé des vestiges sous forme de basses collines plates s'insérant dans les maillons de la chaîne périphérique de hauteurs (au Nord-Ouest par exemple), ou encore constituant un second alignement autonome en contrebas du premier (à l'Ouest des lacs). Ainsi au pied de la table de Hill of Miffia, vestige de surface écossaise, un reste de niveau d'érosion légèrement perché au-dessus de la plaine lacustre est encore bien visible à Redland Hill. D'autres sont repérables aux environs au Nord et au Sud, toujours en position marginale. Dans l'axe de l'anticlinal par contre, il est vain de vouloir rechercher les traces de l'aplanissement pliocène : elles ont à peu près disparu, en raison de la concentration hydrographique à laquelle a donné lieu la formation de la boutonnière.

Ce grand bray du Mainland occidental est d'ailleurs beaucoup moins classique qu'il ne le paraît au premier abord. Il présente trois anomalies inexplicables par la mise en valeur d'une structure simplement plissée. Pour les comprendre, il faut faire appel aux complications introduites par les failles :

1) Les reliefs de bordure ne rappellent que d'assez loin une authentique cuesta. Non seulement ils manquent souvent de continuité, mais ils offrent une dissymétrie qui est épisodique et qui — chose plus grave — peut être tournée en sens inverse de celle que l'on serait en droit d'attendre. Il est clair par exemple, qu'au Nord de Finstown, du côté oriental de l'anticlinal, les collines alignent vers l'Est leurs profils vigoureux et un peu concaves sur une ligne de faille; à l'Ouest du Loch of Stenness, la dissymétrie est cette fois normale, mais au pied de l'escarpement du Cringla Fiold et de Hill of Miffia se suit également une grande faille. Dans le premier cas, on a affaire à un escarpement de ligne de faille inversé, dans le second à un simple escarpement de ligne de faille.

2) La tectonique cassante ne se borne pas à troubler quelque peu l'ordonnance des collines périphériques, elle est sans doute responsable de la création même de la boutonnière. Il est, en effet, parfaitement anormal qu'un

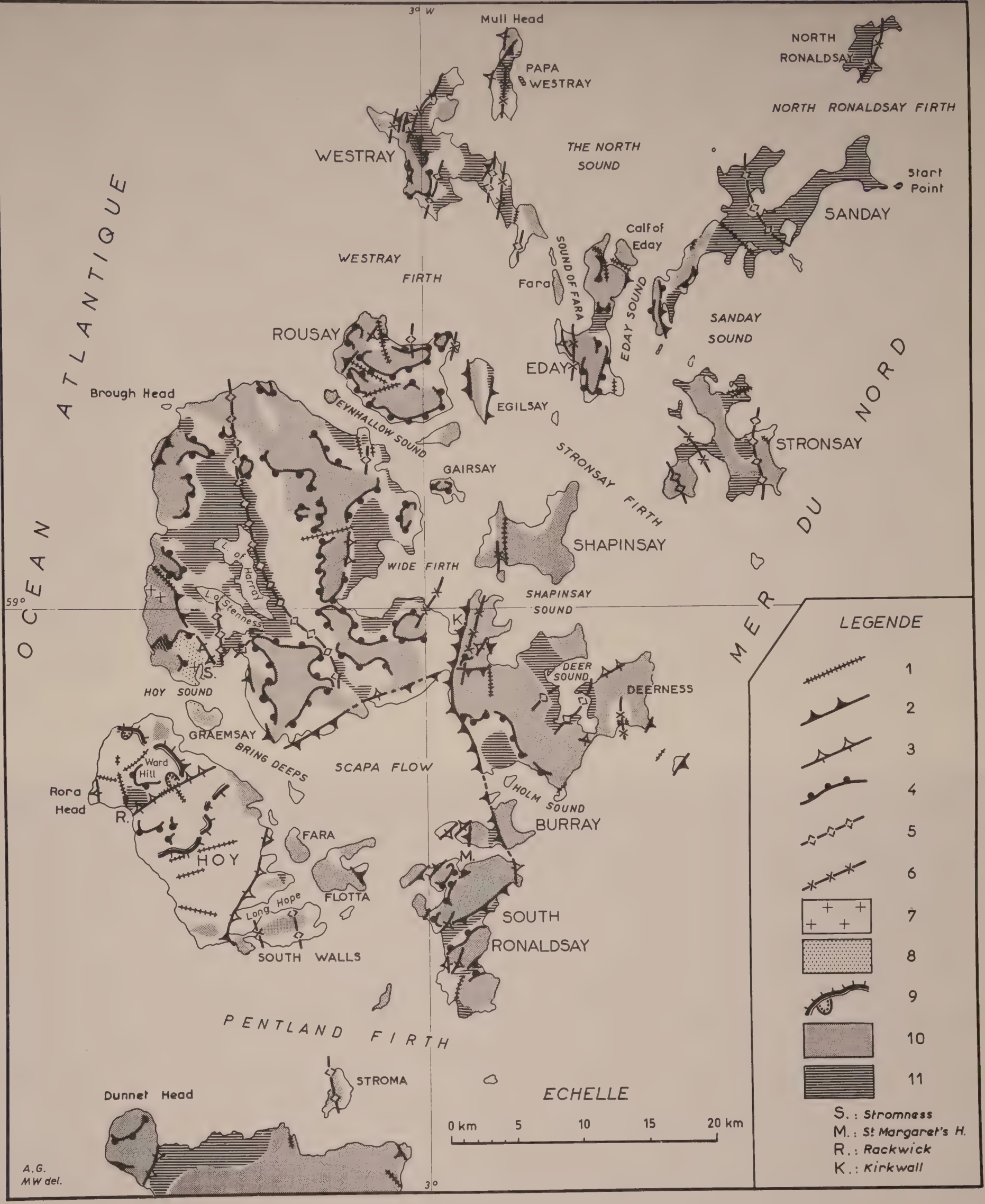


FIG. 171. — *Esquisse morphologique des Orcades.*

1 : creux de fracture et vallée de ligne de faille. 2 : escarpement de ligne de faille. 3 : escarpement de ligne de faille inversé. 4 : bordure de colline gréseuse. 5 : axe anticlinal. 6 : axe synclinal. 7 : granite nivelé. 8 : granite en creux. 9 : knick de bordure montagneuse à Hoy et cirque. 10 : bas plateaux côtiers. 11 : plaine littorale.

bray ait pu être évidé dans un matériel aussi peu hétérogène que celui du Mainland occidental. A l'exception de l'étroit secteur sud-ouest dont nous aurons l'occasion de reparler un peu plus loin, les faciès ne varient guère : en dépit des différences stratigraphiques établies par les géologues, les dalles gréseuses succèdent aux dalles gréseuses. Il n'y a guère que dans le quart nord-est de la couronne que les formes répondent à une différenciation lithologique à l'intérieur des sédiments. Les collines y ont épousé en gros une large bande de « dalles de Rousay », roche plus cohérente et plus résistante que les grès en dalles sous-jacents (Upper Stromness Flags). Or dans l'axe de l'anticlinal défoncé, la densité des failles atteint précisément une valeur élevée. Tout se passe comme si la voûte anticlinale avait été rompue par des failles rapprochées. C'est bien la division poussée du matériel qui est à l'origine de l'évidement du modelé, puisque la boutonnière loin de suivre de bout en bout un anticlinal qui s'infléchit vers le Sud-Est, s'est établie sur le faisceau méridien de failles.

3) La dernière anomalie réside dans l'affleurement du socle et des séries conglomératiques de base, non point dans l'axe du bray, mais sur la bordure sud-ouest. Ce dispositif est dû au soulèvement d'un grand compartiment que limite une faille contraire d'orientation NNW-SSE.

A vrai dire, l'apparition du socle est trop fugitive pour modifier fondamentalement l'architecture de la couronne au Sud-Ouest, mais son rôle dans la morphologie locale n'est pas négligeable. L'exhumation du socle ayant été relativement récente — elle date au plus tôt du défoncement de la surface écossaise, mais est en bonne partie postérieure à l'élaboration du niveau pliocène — on aurait pu *a priori* nourrir quelque espoir de retrouver dans le modelé des restes de la topographie infradévonienne. En réalité, les éléments qui dérivent de cette vieille surface sont des plus limités, parce que le Vieux-Grès-Rouge a fossilisé une fois de plus, un soubassement fort inégal, mais aussi parce que le socle n'a pas toujours eu la résistance voulue pour conserver les marques de l'érosion infradévonienne.

Le rôle que tient le socle dans le modelé varie effectivement beaucoup d'un point à l'autre, même sur des distances courtes. Parfois il apparaît sous forme d'une lourde protubérance émergeant de la couverture gréseuse par des flancs doux et convexes hérités de la surface infradévonienne. La bosse de Stany Knowe qui crève les conglomérats est très caractéristique à cet égard. Le Brinkies Brae, dôme plus large, ne répond à cet arrangement qu'au Nord-Ouest de Stomness : de ce côté il rentre en contact avec des séries essentiellement gréseuses par la dépression évasée et tourbeuse des Loons. Parfois la présence de conglomérats en bordure ne permet pas une bonne différenciation entre le socle et la couverture, et le passage d'une formation à l'autre se lit mal dans un modelé aux formes de détail assez irrégulières : au Sud-Ouest de Stromness par exemple. Enfin le défoncement du niveau pliocène s'est fait par endroits aux dépens des volumes de socle eux-mêmes en épargnant les conglomérats voisins : c'est le cas de la vallée ennoyée de Stromness Harbour. On ne manquera pas de noter que les séries détritiques de base peuvent rentrer dans les trois combinaisons morphologiques. C'est donc bien au socle qu'il appartient surtout d'introduire une variété des formes.

Quand on sait que le dégagement de la couverture sédimentaire, ne s'est effectué que sur quelques kilomètres carrés, on peut s'étonner d'une telle diversité de comportements. En réalité, le socle n'est pas homogène : tantôt c'est un gneiss clair, veiné de quartz, pauvre en éléments ferro-magnésiens, tantôt au contraire un authentique granite normalement pourvu en biotite. La grosseur du grain varie aussi dans des limites assez larges. Tous ces caractères qui sont ceux des marges d'un batholite de granite pénétrant dans une masse métamorphique, expliquent que le socle ait réagi diversement suivant les lieux. L'examen des conglomérats de base ne fait que confirmer la nature changeante de la pétrographie du socle. En effet, on y rencontre côte à côte dans un ciment arkosique des cailloux subanguleux ou mal roulés de gneiss et des blocs arrondis de granite sombre fort altéré. Dans l'ensemble, le granite franc apparaît assez altérable, malgré une macro-fissuration peu poussée (médiane de 4 fissures ouvertes au mètre vers Croval) et une composition minéralogique qui ne semble pas toujours spécialement défavorable (tableau IX). Mais dans une roche aussi hétérogène, on ne saurait se fier à quelques analyses. Il est indiscutable que sur le flanc occidental du Brinkies Brae, des roches polies ont subi en quelques endroits une décomposition qui peut atteindre déjà 20 cm d'épaisseur. Dans les mailles que dessine le réseau de diaclases, apparaissent parfois des boules bien formées. Les roches pourries se localisent de préférence dans les creux évasés que la végétation a pu coloniser grâce à une mince pellicule de sol, mais ces creux sont eux-mêmes tributaires du matériel sous-jacent, car ils sont le plus souvent installés sur des volumes granitiques à grain moyen ou grossier, riches en éléments ferro-magnésiens.

Les esquisses de relief appalachien.

Au cœur de l'archipel, suivant un axe nord-sud, les déformations des couches de Vieux-Grès-Rouge moyen n'ont pas été de simples ondulations mais bien de vigoureux plis. Le long de cette étroite zone axiale qui s'étend du North Sound à South Ronaldsay, les valeurs des pendages s'accusent nettement et introduisent ainsi au milieu des Orcades une authentique structure plissée [173]. Que ce changement de style tectonique retentisse sur le modelé ne fait guère de doute : nous n'en voulons pour première preuve que la forme étriquée et allongée, l'orientation méridienne des îles ou des presqu'îles. Mais il importe de souligner dès maintenant que cette relation

de cause à effet est indirecte. Les plissements n'ont pu se traduire correctement dans le relief qu'en raison de l'hétérogénéité lithologique, elle-même fruit d'une sédimentation exceptionnellement complète pour le Dévonien moyen des Orcades : bien des sous-étages représentés au sein de ce synclinorium sont absents sur les bordures de l'archipel.

En dépit d'une submersion partielle des formes, c'est à Eday, dans les petites îles voisines et à l'extrémite sud-ouest de Sanday que s'observent le mieux les éléments d'un modelé appalachien. Les pendages sont forts — la médiane atteint 19° 1/2 — et le matériel sédimentaire est relativement varié. La mise en valeur de la structure s'est faite à partir du niveau pliocène. Les nombreux témoins qui subsistent sur les roches les plus cohérentes sont suffisamment étendus pour qu'on puisse reconstituer un long plan d'érosion régulier incliné doucement vers le Nord. Bien entendu, la dissection par un réseau hydrographique orienté dans cette direction requérait un niveau de base beaucoup plus déprimé que le zéro actuel, puisque les sillons sont transformés en bras de mer et que les vagues dans ce secteur abrité sont bien incapables d'avoir effectué l'érosion différentielle nécessaire. Quant aux glaciers, on ne peut guère leur demander d'avoir à la fois créé les creux longitudinaux et de les avoir bouchés par un épais remblaiement. Tout au plus, peut-on admettre que les contrastes topographiques ont été un peu exagérés par le passage de la glace du Sud vers le Nord.

L'ossature du relief a été fournie par deux assises gréseuses qui atteignent à Eday leur maximum d'épaisseur : le « Lower Eday Sanstone » et le « Middle Eday Sandstone ». Ces deux couches ont un faciès de grès grossier fréquemment conglomératique. Elles se détachent d'autant mieux dans le modelé qu'entre elles s'intercalent des dalles moins résistantes et que des marnes surmontent l'ensemble. Dans la moitié méridionale d'Eday, le dispositif morpho-structural n'est pas compliqué : deux échines de grès cohérents l'une simple, l'autre double, matérialisent les bordures d'un synclinal dont l'axe s'ennoie vers le Nord, sous le Sound of Farra. Les formes sont celles d'un synclinal « perché » légèrement dissymétrique. Dans la partie nord de l'île et au Sud-Ouest de Sanday, la multiplication des failles contraires aboutit à une répétition des mêmes assises. Ainsi apparaissent plusieurs échines parallèles dont le profil asymétrique est marqué par l'inclinaison dominante des sédiments vers l'Ouest.

Malgré des pendages presqu'aussi accusés et un matériel très voisin, la péninsule de Deerness (East Mainland) est loin de présenter le même intérêt, car son synclinal apparaît à peine dans le modelé. Le bas plateau d'érosion pliocène étant insuffisamment disséqué, un ample manteau morainique a presqu'entièrement recouvert les affleurements rocheux en atténuant encore les différences topographiques.

Les bas plateaux découpés par des failles.

Cette dernière combinaison morpho-structurale est peut-être moins originale que les précédentes, mais elle occupe dans l'archipel une place trop notable, surtout au Sud et au Centre, pour qu'on puisse la négliger.

South Ronaldsay peut servir d'exemple. Cette île allongée est occupée par des séries sédimentaires variées aussi redressées qu'à Eday ou presque (médiane des pendages : 18° 1/2). Mais cette fois le réseau de failles impose au relief ses lignes directrices. Deux systèmes principaux s'entrecroisent : le plus ancien, d'orientation méridienne fournit à l'île son gabarit. Le plus tardif, constitué d'accidents SW-NE, explique la succession régulière de bandes obliques alternativement en saillie et en creux. Toutefois les failles ne jouent qu'un rôle indirect par les contacts qu'elles établissent. A partir du niveau pliocène largement conservé sur des fragments rubannés de plateau dans les grès plus ou moins conglomératiques (« Lower Eday Sandstone »), s'est opéré le défoncement différentiel qui a conduit à l'évidement des affleurements de dalles et de marnes.

A ce type morphologique se rattachent évidemment les grands escarpements de ligne de faille côtiers. Les deux plus marquants de tout l'archipel bordent la rade de Scapa Flow en lui donnant un dessin géométrique. La faille du Nord-Ouest se marque mal dans le paysage, car elle met en contact des roches de résistance trop voisine. On est du reste surpris de constater que les dalles supérieures de Stromness dominent parfois légèrement les grès inférieurs d'Eday (Coal Hill), mais la dénivellation n'a guère plus d'une quinzaine de mètres et la rupture de pente peu accusée ne se poursuit guère. En maints endroits, l'accident tectonique est encore nivelé par l'aplanissement pliocène. Quand une reprise d'érosion a eu lieu, elle aboutit quelquefois à une inversion de relief plus conforme à l'idée qu'on se fait de la hiérarchie de résistance régionale des roches (Hobbister). Seule la mer serait en mesure de redonner à cette faille toute sa valeur. Mais le travail est peu avancé, en raison d'un fetch moyen et surtout d'une exposition au Sud-Est. La ligne de faiblesse n'a été rejointe par la côte qu'à l'extrémité occidentale.

Bien différent est l'escarpement de ligne de faille qui borde Scapa Flow à l'Est. Il tranche dans les formes par sa brutale coupure qui se suit sur plus de 15 km jusqu'à Burray. Certes cette netteté est à mettre au compte de forts contrastes lithologiques (marnes en présence de grès cohérents par exemple). Mais il est juste d'ajouter qu'en de nombreux points la mer a atteint le plan de faille en soulignant le contact, car les vagues bénéficient d'une bonne exposition de la côte vers l'Ouest. En d'autres termes, l'exploitation en falaises a largement contribué à accuser la vigueur des formes. La rapide atténuation topographique dans l'isthme de Kirkwall en constitue la meilleure preuve par le contraire.

c. Le découpage des îles et l'ancien réseau hydrographique

S'il est incontestable que certaines côtes s'appuient sur des accidents tectoniques, que la morphologie structurale des Orcades affirme en général assez nettement ses droits, il n'est pas davantage niable que le dessin de l'archipel répond avant tout à la demi-submersion d'un ensemble de vallées.

Beaucoup d'îles au matériel à peu près homogène ont un tracé très digité qui ne fait que matérialiser un groupement d'interfluves émergeant de la mer : la structure a peu à dire dans l'organisation du paysage d'îles telles que Westray, Stronsay, Shapinsay et même Sanday pour la plus grande partie.

Les détroits qui morcellent les terres ne sont que des vallées ennoyées qui ont gardé sur leurs bordures des formes d'autant plus reconnaissables qu'elles ont été moins abimées par l'érosion marine. Ainsi le long de l'étroit bras de mer d'Eynhallow Sound qui bénéficie d'une position assez abritée par rapport aux vagues du Sud-Ouest et de l'Ouest, se distinguent aisément les restes de deux vallées — l'une principale, l'autre affluente — presqu'intactes.

Les retouches sérieuses d'origine marine ne commencent qu'à Costa Head du côté sud-ouest le plus doux, à Fishing Geo de l'autre côté. Au Hoy Sound, le dispositif est à peu près le même, mais la symétrie dans la descente douce des banquettes du niveau pliocène de part et d'autre de l'axe de la vallée souligne encore la parenté d'allure entre les portions de versants émergées. Quand le travail des vagues n'intervient pratiquement plus, la submersion s'accompagne de formes d'une fraîcheur étonnante. L'isthme de Wasbuster, qui sépare le Loch of Harray du Loch of Stenness — le second de ces lacs étant au niveau de la mer est remonté par la marée à son débouché du Bridge of Waith — nous en offre un excellent exemple. Il se présente comme un dos très régulier et arrondi, dépourvu de tout raccord à la base en raison de l'ennoiement de la partie inférieure des versants.

Ce découpage de la région par des vallées qui sont maintenant envahies par la mer suppose bien entendu une phase de dissection elle-même liée à une position du niveau marin *relativement* plus déprimée que celle d'aujourd'hui. Il ne saurait être question de mettre ce creusement au compte des changements récents du niveau de base dont témoignent plusieurs indices (tourbes et forêts submergées, attaque de certaines dunes, etc.). Nous avons vu que partout en Ecosse du Nord le défoncement du niveau pliocène avait eu lieu avant l'arrivée des glaciers. Les Orcades ne font pas exception à cette règle. Le manteau de moraine de fond qui beurre la plupart des vallées ennoyées ou non, est là pour nous ôter toute hésitation à ce sujet. Il est hors de doute par exemple que le grand bray du Mainland occidental a servi de piège à drift, de telle sorte que la roche en place affleure très peu dans tout le secteur central au voisinage des lacs et que l'ancien exutoire du bassin, The Bush, maintenant remonté par la mer jusqu'au-delà du Bridge of Waith, est encore revêtu d'un placage de moraine de fond. L'ancienne tête de vallée représentée par la baie du Wide Firth a subi une fossilisation analogue. Maintes vallées sont dans le même cas.

Si le creusement des vallées est clairement d'âge préglaciaire, il ne remonte pas nécessairement à une période très reculée, car les aplanissements néogènes ont laissé des traces indiscutables dans tout l'archipel (voir plus haut). Il est évidemment tentant de reconstituer l'ancien réseau hydrographique en utilisant d'une part les fractions de bassins encore émergées et d'autre part les données fournies par le relevé des cotes bathymétriques. L'entreprise est délicate car on ne peut *a priori* tenir pour négligeable l'oblitération des formes par les glaciers transfluents.

Elle n'est cependant pas impossible, et le raccord des axes émergés aux axes submergés s'effectue en général aisément. On constate alors rapidement que l'archipel constitue un jalon sur le seuil qui, du Caithness aux Shetlands, sépare la Mer du Nord de l'Atlantique (chapitre III, p. 111).

Le dessin de l'ancienne ligne principale de partage des eaux est encore visible à travers les îles du Sud-Est (South Ronaldsay, Burray et East Mainland) car les étroits chenaux marins qui les séparent n'ont que quelques mètres de profondeur (1). Au Nord, au-delà de l'île principale sur l'emplacement de laquelle s'appuyaient certainement des têtes de bassins opposés, les témoins sont plus discontinus et la reconstitution moins commode. Deux tracés sont possibles entre le Mainland et Eday : l'un par Shapinsay, l'autre un peu plus septentrional par Egilsay et Muckle Green Holm. Quoiqu'il en soit, il fait peu de doute que le prolongement est à rechercher vers Sanday et North Ronaldsay dans une direction nord - nord-est qui est celle de la plus grande longueur des Orcades et en même temps celle du seuil qui les relie aux Shetlands

Notre conception d'un « archipel-interfluve » s'oppose, il est vrai, aux vues exprimées dans le Mémoire du Geological Survey [472]. Pour G. V. Wilson et ses collaborateurs, les Orcades garderaient dans leur modelé subaérien et sous-marin la marque imprimée par un ancien réseau hydrographique dirigé transversalement vers l'Est ou le Sud-Est, suivant une orientation analogue à celle du drainage nord-écossais tributaire du Moray Firth. Une telle hypothèse trouverait, d'après ses auteurs, sa justification dans l'existence de deux alignements de

(1) La « Churchill Barrier » digue construite d'une île à l'autre durant la dernière guerre pour isoler la rade de Scapa Flow, matérialise de nouveau cette ancienne ligne de partage des eaux.

bras de mer recoupant l'archipel de part en part et le morcelant ainsi en trois groupes d'îles. Il faut reconnaître que le passage qui fait communiquer le Westray Firth avec le Stronsay Firth est large et assez continu, malgré un sensible rétrécissement dans la partie médiane (Muckle Green Holm). Par contre, vouloir raccorder le Hoy Sound et le Bring Deeps au Holm Sound cadre mal avec les faits : la rade de Scapa Flow est en communication aisée avec le Pentland Firth au Sud par un bras de mer profond et large, tandis qu'à l'Est du côté de la Mer du Nord, elle est presque fermée par un chapelet d'îles que traversent seulement de médiocres chenaux. Quatre raisons nous obligent à rejeter l'hypothèse imaginée par Wilson :

1) Le dispositif topographique des Orcades, tel qu'il ressort des levés topographiques et des sondages de l'Amirauté Britannique s'accorde beaucoup mieux avec l'idée de bassins hydrographiques opposés par leurs affluents qu'avec celle de bassins transversaux parallèles. Dans la seconde hypothèse, il faudrait que tous les bras de mer soient branchés dans une même direction vers l'Est ou le Sud-Est. Il n'en est rien. Certaines des vallées ennoyées, parmi les plus typiques (Hoy Sound, Eynhallow Sound montrent au contraire des exemples de branchement vers l'Ouest d'axes qui se prolongent par des cours d'eau subaériens. Quant aux détroits qu'encadrent Eday, ils représentent clairement des vallées tournées vers le Nord, indépendamment du Stronsay Firth.

2) Le tracé d'une ancienne ligne principale de partage des eaux à travers les Orcades s'insère bien dans le cadre plus général d'une reconstitution d'ensemble valable pour l'Ecosse du Nord et les archipels voisins (chapitre III).

3) La continuité apparente du Westray Firth avec le Stronsay Firth ne doit pas faire illusion. Elle peut fort bien s'expliquer par la juxtaposition de deux bassins à tête opposée. Au cours de la glaciation la plus puissante qu'a connue l'archipel, la glace cheminait précisément du Sud-Est au Nord-Ouest. Par le mécanisme de transfluence d'un bassin à l'autre, les glaciers n'ont pu que favoriser l'abaissement de l'interfluve séparant les deux vallées.

4) Si l'on admet l'hypothèse des grandes vallées transversales, on est dans l'obligation de reporter l'ancien seuil de partage des eaux à l'Ouest de l'archipel, donc de bâtir une hypothèse nouvelle. C'est du reste ce que fait G. V. Wilson qui n'hésite pas à envisager de placer l'origine du drainage quelque part entre le Minch et les Färö, en supposant qu'à cette époque nécessairement très éloignée existait sur l'emplacement en question un puissant empilement de sédiments aujourd'hui disparu. Le dogme d'un vieux drainage « conséquent » à la pente d'ensemble du bloc basculé écossais est sous-jacent à tout ce fragile échafaudage d'idées. Laissons à l'auteur la responsabilité de ses affirmations. Quant à nous, nous constatons seulement qu'à l'Ouest des Orcades, la reconnaissance des fonds sous-marins fait apparaître une longue vallée sous-marine et non pas un large seuil. Il faut aller beaucoup plus loin pour rencontrer des hauts fonds.

La reconstitution d'un ancien interfluve majeur à travers les Orcades n'implique nullement l'idée d'une stabilité des bassins hydrographiques bien au contraire. Des fluctuations sont même nécessaires pour comprendre le décalage flagrant entre l'ancienne ligne de partage des eaux qui est plutôt déportée à l'Est de l'archipel et les reliefs les plus élevés qui sont situés au contraire sur la bordure occidentale. La répartition des aplanissements tertiaires est instructive à cet égard. Le plus ancien de tous (la surface intermédiaire) est étroitement localisé au Sud-Ouest. La surface écossaise, bien que limitée à la moitié occidentale des Orcades, n'est plus confinée à une seule île et s'étend davantage vers l'Est où il est seul à compter mais aussi le long des vallées principales de la partie ouest. Tout se passe donc comme si les reprises d'érosion successives s'étaient accompagnées d'un recul au profit des axes hydrographiques orientés vers l'Ouest. En réalité, les gains ont été inégaux d'un lieu à l'autre. Au centre, l'interfluve majeur reste accroché aux collines élevées du Mainland occidental, en dessinant un grand rentrant au droit du Wide Firth, un des affluents principaux de la vallée ennoyée du Stronsay Firth. Il est clair que ce secteur a été plus stable que ceux qui l'encadrent, au Nord et au Sud. Il est même possible qu'il ait été le théâtre de conquêtes effectuées au bénéfice du drainage oriental. Ainsi la rivière de Finstown, après un coude à angle droit, descend de plus 30 m sur 1,5 km seulement pour rejoindre à l'Est la Baie de Firth, au lieu de couler vers le Loch of Harray à l'Ouest où une distance quatre fois supérieure aurait été nécessaire pour l'amener au niveau de la mer. Mais dans ce cas particulièrement démonstratif, on ne peut exclure la responsabilité de l'érosion glaciaire ou de celle des eaux de fonte des glaciers tardifs stationnant dans la cuvette centrale du West Mainland.

d. L'héritage du Quaternaire froid

Les glaciations.

On admet d'ordinaire qu'aux Orcades, trois glaciations générales se sont succédées en laissant des traces caractéristiques qui permettent de les distinguer [472] :

— la plus ancienne nappe de glace était originaire de Scandinavie. A en juger par les stries, elle cheminait directement d'Est en Ouest dans la majeure partie de l'archipel. A Hoy cependant, le tracé était infléchi vers le Sud-Ouest par l'obstacle que constituaient les hauteurs non glaciées du Nord de l'île.

— la glaciation qui suivit fut sans doute la plus puissante de toutes; probablement aussi la plus efficace dans la plupart des secteurs, à l'exception du Nord-Ouest de Hoy. Par sa trajectoire SE-NW qui témoignait de l'ampleur de la pression exercée par l'inlandsis scandinave, la glace était amenée à traverser une bonne partie de la Mer du Nord. Aussi a-t-elle abandonné dans son boulder-clay de nombreux blocs exotiques et quelques coquillages marins (« shelly boulder-clay »).

— la troisième calotte de glace qui atteignit le Sud des Orcades venait directement d'Ecosse du Nord, du Sud au Nord, à travers le Pentland Firth. Elle était moins épaisse que les deux précédentes et davantage tributaire des inégalités du relief. Elle a déposé dans la partie méridionale de l'archipel une moraine de fond essentiellement constituée de matériaux locaux, donc riche en Vieux-Grès-Rouge du Caithness et des Orcades. Cette glaciation doit vraisemblablement correspondre à ce qu'il est convenu d'appeler en Grande-Bretagne « Scottish Readvance » et que J. K. Charlesworth dénomme « Highland Glaciation » [90].

A côté des manteaux de drift, subsistent en quelques endroits, notamment à Hoy et dans la partie occidentale de l'île principale, des collines morainiques individualisées. On a eu tendance à voir implicitement dans ces accumulations des dépôts d'âge contemporain laissés par une glaciation locale. En réalité, rien n'est moins sûr. Les quelques vestiges de moraines localisées en contrebas des collines sur le pourtour oriental du West-Mainland peuvent très bien avoir été abandonnées dans une phase de décrépitude de la « Highland Glaciation » par une masse de glace installée dans la dépression centrale. Au contraire, il est hors de doute que la portion la plus élevée de Hoy a connu une authentique glaciation autonome, probablement d'après Charlesworth contemporaine de sa « Moraine glaciation » écossaise. Non seulement les accumulations morainiques y ont une grande fraîcheur, mais les formes d'érosion qu'on y rencontre ne sont explicables que par l'action de glaciers de vallée puis de glaciers réfugiés dans des cirques.

Les modifications apportées par l'érosion glaciaire.

Dans les Orcades, en effet, il n'y a guère qu'au Nord-Ouest de Hoy qu'on puisse observer de belles formes d'érosion glaciaire. Les vallées du Ford of Hoy, du South Burn et du Burn of Quoys sont des auges assez typiques excavées dans les volumes de grès cohérents du Dévonien supérieur. Certes les glaciers ont bénéficié là d'une alimentation locale sans équivalent dans le reste de l'archipel. Mais les conditions structurales très favorables (exploitation de lignes de faille) et l'importance du creusement antérieur, qu'on peut évaluer grâce à plusieurs jalons de banquette pliocène conservés sur les versants, leur ont énormément facilité la tâche. Compte tenu de la longueur, l'ampleur et le calibre des vallées n'en restent pas moins impressionnants. Le raidissement des versants d'autant plus marqué que l'exposition était plus favorable — la corniche des Dwarfie Hamars tournée vers le NNW mesure plus de 70 m de haut — a donné naissance à une concavité des pentes tout à fait insolite dans les paysages orcadiens. La vallée du South Burn est légèrement suspendue par rapport à celle du Ford of Hoy; la seconde ayant profité d'une meilleure alimentation en glace en raison de la topographie qui limitait les diffluences.

Le gel tardiglaciaire responsable de la formation des grands talus d'éboulis de gravité qui bordent quelques versants (ex : Grut Fea) s'est surtout manifesté le long des parois des cirques qui mordent sur le pourtour des plateaux élevés. Hoy est la seule île de l'archipel à posséder de véritables cirques glaciaires. Ce privilège, elle le doit évidemment à son altitude plus forte, mais aussi à sa dissection préglaciaire plus poussée. Certains cirques sont en effet placés dans une position étonnamment basse : celui d'Enegars par exemple a un plancher qui utilise un reste de niveau pliocène et qui domine le niveau de la mer par des falaises dont la hauteur n'excède guère 100 m. On voit mal ce qui dans ces conditions aurait pu empêcher l'île principale, Roussay ou même d'autres îles d'avoir des cirques, si ce n'est d'une part, l'alimentation neigeuse en arrière, d'autre part la valeur de l'entaille préalable des cours d'eau. Même à Hoy, le découpage du front montagneux devait être limité, puisque les cirques sont rares et espacés dans un matériel de grès pourtant favorable.

En tout cas, plusieurs générations sont représentées : on ne peut pas rapporter à la même période des amphithéâtres de grande taille et d'altitude faible comme Enegars ou Nowt Bield et des petits cirques perchés, simples morsures secondaires de flancs de plateaux, du genre de ceux qui sont visibles à l'Est du Withi Gill. Les premiers ont bien entendu une histoire plus longue et plus compliquée que les seconds. Ils ont pu, en dépit de leur altitude, continuer à fonctionner assez tard, si l'on en juge par la bonne conservation de l'arc morainique qui barre l'entrée d'Enegars. Il est vrai que les complexes terminaux qu'on rencontre au débouché des vallées voisines (Sandy Loch et Burn of Quoys) sont tout aussi nets.

Dans les secteurs autres que le Nord-Ouest de Hoy, les transformations apportées par l'érosion glaciaire dans le modelé sont beaucoup moins évidentes; ce qui prouve une fois de plus que les grandes nappes de glace se montrent moins aptes que les glaciers de vallée à effectuer un travail de creusement localisé. On ne saurait pour autant tenir pour négligeables les modifications que la seconde glaciation, la plus puissante, a apportées dans le relief des Orcades et plus spécialement dans celui du Mainland occidental. En cheminant vers le Nord-Ouest, le glacier venu de la Mer du Nord a systématiquement mis en valeur les traits du modelé qui

étaient en accord avec sa direction d'écoulement (c'est-à-dire en fait ceux qui étaient orientés NW-SE ou bien NNW-SSE) au détriment des autres. Les deux grands lacs de Stenness et d'Harray qui témoignent d'un léger surcreusement au cœur de la dépression centrale ont précisément cette orientation. Il est très significatif que parmi les multiples brèches traversant la couronne périphérique de hauteurs du bray, seules aient été élargies et approfondies celles du quart nord-ouest, secteur par où s'échappait la glace contenue dans le réservoir du centre. Actuellement encore, ces passages de diffluence sont jalonnés par une série de lacs allongés — le Loch of Skaill, le Loch of Broardhouse, le Loch of Swannay, etc. — qui se localisent de préférence entre deux collines, aux endroits les plus resserrés, ou si l'on veut les moins évasés. A une échelle plus vaste, de semblables retouches ont affecté de grandes vallées convenablement orientées, au point qu'une continuité apparente peut relier maintenant plusieurs bras de mer (Eynhallow Sound et Stronsay Firth). Un relevé bathymétrique précis devrait permettre de déterminer la part du mécanisme de transfluence dans les transformations qui ont abouti au modelé présent.

Le problème de l'empâtement des versants.

Ces quelques modifications ne doivent cependant pas nous faire oublier qu'aux Orcades, les glaciers ont beaucoup plus agi dans le modelé par accumulation que par érosion. Wilson signalait déjà à juste titre que bien des versants avaient été fossilisés tels quels par la moraine de fond qui recouvrait aussi bien les gradins rocheux que les éboulis situés au pied [472]. De fait les exemples ne manquent pas. Un tel empâtement contribue largement à donner à la topographie une allure douce, aux versants un aspect uni, aux vallées un profil transversal évasé. Mais il ne faut pas manquer de souligner que la fossilisation par le drift n'a été le plus souvent qu'assez superficielle, de sorte que les inégalités du relief préglaciaire n'ont pas été comblées et que la roche en place perce souvent à travers le manteau mince de moraine : Howe Taing à South Ronaldsay est un exemple caractéristique parmi tant d'autres de ces chicots de grès émergeant du boulder-clay.

En d'autres termes, l'épaisseur de la moraine est loin d'avoir l'importance qu'on était en droit d'attendre d'une couverture aussi étendue. Il semble donc y avoir une contradiction entre l'omnipotence du drift et sa puissance médiocre. Comment se fait-il que tant de vallées des Orcades soient à l'image de celle qui conduit à la tête du Loch of Stenness : un banal creux en berceau, entièrement tapissé de moraine sans incision ? Quand la vallée est ennoyée, il y a généralement à la base des versants une petite falaise marine, mais l'ordonnance du relief reste en gros la même (Newark Bay à South Ronaldsay). Pourquoi le manteau de moraine de fond est-il si mal exhumé, puisque son épaisseur d'ordinaire réduite doit logiquement le rendre fragile ? Se poser ces questions revient au fond à s'interroger sur l'aspect figé du modelé, un des caractères morphologiques fondamentaux des Orcades. Pour répondre, il faut faire appel à trois explications qui loin de se nuire sont plutôt complémentaires :

1) Quoique d'essence négative, la première nous semble très importante : c'est la carence de la dissection des volumes morainiques et accessoirement rocheux par les eaux de fonte. Les chenaux fluvio-glaciaires, les ravins tardiglaciaires si fréquents dans le reste de l'Ecosse du Nord sont très rares aux Orcades. Cette absence frappe dans le paysage de certaines îles. A quelques exceptions près — l'entaille qui mène à la baie de Deepdale en bordure de Scapa Flow, par exemple — le modelé de dissection est confiné à deux secteurs étroits, le Nord-Ouest de Hoy et les environs de Finstown (West Mainland), qui sont précisément les seuls à avoir bénéficié d'une accumulation glaciaire bien localisée. Faute d'avoir connu après la disparition de l'inlandsis, une phase tardive de glaciation de vallée, la plus grande partie de l'archipel n'a pas pu bénéficier, sinon d'un nettoyage complet, du moins d'une incision quelque peu vigoureuse du manteau de drift (1).

Par opposition, le modelé de la partie septentrionale de Hoy apparaît clairement marqué par l'action des eaux courantes de la fin de la période froide. C'est particulièrement net le long des vallées qui débouchent dans la mer au Sud-Ouest. De ce côté, en effet, la fusion de la glace a dû être plus rapide, ainsi que le suggèrent de façon plausible W. Edwards et J.V. Stephen [in G.W. Wilson 472], et les restes d'une nappe fluvio-glaciaire dans lesquels serpentent les cours d'eau actuels, occupent le fond des auges confluentes du South Burn et du Ford of Hoy. En revanche, au Nord-Est des moraines terminales à convexité tournée vers l'extérieur barrent le débouché du Burn of Quoys et le Sandy Loch, car la fusion a été ici plus lente et plus progressive. Sur cette bordure nord-orientale du secteur montagneux, les torrents d'eau de fonte ont réussi tardivement à façonner quelques chenaux qui peuvent localement s'accompagner d'une épigénie. Ainsi l'émissaire du Sandy Loch que retient un arc morainique, n'a pas hésité à emprunter une trajectoire marginale qui s'encaisse dans les grès du bas du versant. Plus à l'intérieur et vers le Sud-Ouest, les eaux courantes ont eu une action moins superficielle. Aux environs de Rackwick, le remblaiement fluvio-glaciaire est découpé par une entaille de plusieurs mètres qui est sans doute, comme ailleurs pénécontemporaine du dépôt. Mais l'incision des eaux de fonte

(1) D'après J. K. Charlesworth, seule la partie méridionale des Orcades aurait connu la « Highland Glaciation » (« Scottish Readvance »), la limite de la nappe de glace traversant précisément l'archipel [90].

ne s'est pas cantonnée dans le fond des vallées : elle a également atteint les versants en les burinant par des ravins ou des gorges. Ces coupures bien conservées grâce à la cohérence des grès impliquent nécessairement un ruissellement intense peu compatible avec la porosité du matériel rocheux sous le climat actuel. Certaines ne sont que de petits ravineaux élémentaires morts égratignant faiblement les pentes (au-dessus de la falaise de Craig Gate). D'autres sont de profonds ravins de faille, rectilignes, à profil en V aigu : le Trowie Glen. D'autres enfin, mieux hiérachisées, reprennent le tracé de vallons préglaciaires fossilisés par la moraine, en dégageant partiellement le manteau superficiel d'accumulation glaciaire : le Burn of Redglen.

En arrière de Finstown, un peu à l'Ouest, les traces laissées par les eaux de fonte, sont beaucoup plus réduites qu'à Hoy, car le passage menant à Wide Firth a été occupé par une simple apophyse de nappe glaciaire, plutôt que par un authentique glacier de vallée. Il n'en reste pas moins vrai que la fusion plus précoce sur le versant exposé au Sud, plus tardive sur les pentes qui font face au Nord, sont à même de rendre compte de la dissymétrie des formes. En effet, l'incision des eaux froides ne s'est pas faite dans l'axe de la vallée, mais elle a pris un caractère nettement marginal en se déportant sur le flanc nord. De beaux ravineaux affluents morts rayent encore perpendiculairement ce versant. De l'autre côté, au Sud, les pentes inférieures sont occupées au contraire par quelques drumlins à noyaux rocheux et par des collines morainiques allongées qui fossilisent les gradins rocheux du versant.

2) L'empâtement des versants résultant en premier lieu d'un dégagement imparfait du manteau morainique, a été encore exagéré par les mouvements de masse le long des pentes et notamment par la solifluction surtout active en fin de période froide sous climat périglaciaire. Ainsi s'expliquent la fréquence et l'importance des dépôts de pente aux Orcades, même sur des surfaces rocheuses inclinées dépourvues de moraine. Certes le matériel est en cause : à côté du boulder-clay propre aux décollements et aux loupes de glissement, nombreux sont les grès en plaquettes qui en s'altérant se débitent et fournissent une véritable bouillie argileuse comprenant de petits fragments résiduels isolés. A Bruna Fea, par exemple, l'altération postglaciaire au sommet de la colline atteint 1,50 m à 2 m dans les dalles supérieures de Stromness; elle libère une boue jaune-ocre comprenant des morceaux anguleux de plaquettes et s'accompagne de beaux phénomènes de solifluction généralisée sur les pentes. La lithologie ne saurait cependant tout expliquer : il faut également faire intervenir les conditions climatiques. Les Orcades grâce à leur position excentrique et à leur altitude faible, n'ont pas connu, à l'exception de Hoy, de glaciation locale tardive. Même si l'on tient compte du retard mis par les calottes de glace morte à libérer l'archipel, les vallées ont subi pendant une durée relativement longue les effets du milieu périglaciaire qui a sévi à la fin du Quaternaire froid, et celà d'autant mieux que l'archipel est situé à une latitude élevée (1). En plusieurs endroits, des phénomènes de cryoturbation affectant la partie supérieure des masses solifluées enregistrent clairement l'action de ce climat sévère. Ainsi sur le versant sud de la vallée de Finstown, où les mouvements de masse des débris ont continué tardivement, on peut voir grâce aux petites plaquettes contenues dans le matériel, des volutes bien dessinées;

3) Enfin, il ne faudrait pas oublier qu'aux Orcades le creusement postglaciaire proprement dit est obligatoirement limité : les cours d'eau alimentés du reste par des bassins-versants réduits dans ces îles découpées, ne bénéficient pas, du moins dans les mêmes proportions que les autres terres d'Ecosse du Nord, de l'important mouvement positif de compensation isostatique consécutif à la déglaciation. L'état de demi-submersion qui caractérise l'archipel a évidemment paralysé toute tentative sérieuse de reprise d'érosion.

e. Les côtes et leur évolution

Les grandes oppositions actuelles.

Il n'est pas dans toute l'Ecosse de secteur où l'on saisisse aussi schématiquement qu'aux Orcades le rôle détenu par l'exposition dans la morphologie littorale. En effet, l'archipel s'interpose à la façon d'une barrière entre l'Océan Atlantique et la Mer du Nord, de sorte que dans trois directions sur quatre le fetch très étendu n'intervient plus par ses variations, du moins pour les côtes du pourtour. En outre, le matériel presqu'entièrement formé de Vieux-Grès-Rouge est relativement peu hétérogène et ne fausse donc pas les comparaisons d'un lieu à l'autre. Il y a bien quelques cas de contraposition grâce à la discordance du grès sur le socle — à Garthna Geo par exemple —, mais ils sont purement locaux.

Dans l'ensemble, il faut opposer les côtes de la façade occidentale aux autres. Placées à une latitude où les tempêtes sont déjà sévères même en été, elles reçoivent fréquemment de plein fouet les vagues formées par vents d'Ouest, du Sud-Ouest ou du Nord-Ouest. Le long de cette façade très exposée, l'érosion marine l'emporte largement sur l'accumulation et depuis The Berry (Hoy) jusqu'à Costa Head (West Mainland) et même jusqu'à l'extrémité ouest de Westray, dominent des côtes élevées à falaises, au dessin général peu découpé.

(1) Le climat périglaciaire n'a d'ailleurs pas dû cesser depuis bien longtemps sur le sommet des hautes collines et des plateaux, à en juger par la fraîcheur du champ de pierrailles éclatées qui occupe le Ward Hill (Hoy) à 470-480 m d'altitude seulement.

En maints endroits, la topographie continentale est tranchée à l'emporte-pièce par des falaises grandioses qui témoignent d'un recul important. A Costa Head, des grès subhorizontaux en dalles ont permis le développement de parois quasi verticales sur 100 à 120 m de haut. Mais c'est sans conteste à St John's Head (Hoy) que s'observent les plus imposantes falaises des Orcades et même d'Ecosse : le fragment de plateau de la surface d'érosion intermédiaire y est tronqué brutalement sur 300 à 320 m de hauteur par de gigantesques escarpements subverticaux qui recoupent les volumes de grès massifs du Dévonien supérieur.

On ne saurait mettre en doute l'âge postglaciaire de ces grandes entailles, puisque le manteau de moraine, quand il subsiste, occupe toujours une position perchée. La seule exception apparente, Brough Head, concerne précisément une pointe très effilée qui n'a pratiquement pas reculé depuis la glaciation. La mer y a tout juste retrouvé la topographie préglaciaire en dégageant le drift qui descend jusqu'au niveau de l'estran actuel ou presque. Cette résistance assez anormale du soubassement rocheux s'explique par la présence de nombreux dykes basiques qui arment le grès et apparaissent en saillie sur la plate-forme d'abrasion. Partout ailleurs sur la façade occidentale, le Vieux-Grès-Rouge a reculé. Dans cet ordre d'idées, il n'est pas sans intérêt de signaler le témoignage offert par Craig Gate (Hoy). Cette falaise tournée vers l'Ouest recoupe nettement dans les grès résistants du Dévonien supérieur, la paroi d'auge de Rackwick en donnant aux ravineaux morts qui la burinent, une allure suspendue. Une semblable morsure des formes glaciaires s'observe au Kame of Hoy sur la crête de bordure du cirque d'Enegars.

Les autres côtes n'ont que des falaises peu élevées et discontinues jalonnant les quelques secteurs qui bénéficient à la fois d'une exposition d'Ouest ou de Sud-Ouest et d'un fetch suffisant : c'est le cas sur la bordure orientale de Scapa Bay et à Point of Ayre (East Mainland) par exemple.

Bien entendu, dans les falaises de Vieux-Grès-Rouge des Orcades se retrouvent les formes géométriques de détail que nous avons analysées au Caithness et notamment les falaises à « tours » carrées, les grottes parallélépipédiques et surtout les « geos » exploités le long des fissures, des fractures ou des dykes traversant les empilements de sédiments gréseux.

En général, sur la façade orientale de l'archipel et le long des multiples bras de mer séparant les îles, dominent les côtes basses dont le dessin découpé est étroitement tributaire de la morphologie continentale située en arrière. L'évolution est encore très peu avancée. De nombreux littoraux sont de simples versants continentaux, dont la base ennoyée n'a subi que des retouches minimes par l'action de la mer. La petite baie de Wood Wick, ne disposant il est vrai d'un fetch étendu que dans l'étroit pinceau d'une exposition est, est encore entièrement beurrée de moraine de fond. A la baie d'Isbister, le dégagement est à peine commencé du côté nord-est, car l'exposition favorable au Sud-Ouest ne peut pas compenser un fetch trop étroit dans cette direction (1 à 2 km). A la baie de Howton (Scapa Flow), l'exhumation des versants rocheux par la mer rencontre des difficultés assez voisines et les grès n'apparaissent que sur une étroite frange littorale. A partir de ces exemples qu'on pourrait du reste multiplier, il ne faudrait pas cependant se hâter de généraliser, car les vagues ont souvent réussi à nettoyer les grès de leur placage morainique par un mécanisme analogue à celui de la contraposition. Comme la moraine a naturellement une épaisseur maximale dans le fond des baies, il en résulte fréquemment un recul plus marqué dans les rentrants que sur les saillants rocheux au voisinage, donc en définitive une irrégularisation du rivage. L'apparition de petites falaises raides taillées dans le drift d'une baie en voie de recul et encadrées par des avancées rocheuses basses trahit généralement le phénomène (ex. : Swanbister Bay).

Si un début de régularisation de la côte a lieu par endroits, il est plutôt le fait d'accumulations marines dont la variété de formes a déjà été signalée, notamment par J.A. Steers [412 et 412 bis]. L'abondant matériel de sables, de cailloux et de blocs mis à la disposition des vagues et des courants littoraux par les glaciers a été remanié en cordons de galets qui développent leurs grands arcs de cercle dans de nombreux rentrants et réalisent même le rattachement de Deerness par un classique tombolo. Toutefois les dunes qui coiffent souvent ces accumulations de plages ne semblent pas en état d'équilibre, car elles sont fréquemment soumises à l'érosion des vagues. Ont-elles tendance à disparaître ? C'est tout le problème de l'évolution actuelle qui est en cause.

L'évolution actuelle.

Les témoignages apportés par l'examen des littoraux sont assez contradictoires en apparence.

Certaines observations, tant dans le domaine de l'érosion que dans celui de l'accumulation, prouvent de manière irréfutable que le modelé littoral des Orcades continue d'évoluer sensiblement sous nos yeux. Ainsi à Rora Head (Hoy), puissante avancée qui fait face aux vagues de l'Ouest et du Sud-Ouest, les grands pans rocheux de grès sont nettoyés et seuls les talus de débris fraîchement éboulés masquent la base des falaises. Non loin de là, le fameux « Old Man of Hoy » haut de plus de 135 m — sans doute la plus célèbre de toutes les aiguilles des côtes britanniques — s'est formé par un processus classique d'érosion d'une arche naturelle dans des grès reposant sur un soubassement de basalte. L'effondrement est récent, car la cicatrice est encore visible et une aquarelle de W. Daniell datant de 1818 représente encore le « Old Man » rattaché à la falaise

par un pont rocheux intermédiaire qui a disparu entre temps par sapement. Les signes d'une érosion active des vagues en certains endroits sont encore indiscutables. R. MILLER nous faisait du reste remarquer (1) que l'érosion partielle des monuments circulaires mégalithiques que sont les « brochs » de Borwick et de Breckness, impliquait un recul notable de la côte rocheuse sur la façade occidentale depuis l'Age du Fer.

Dans d'autres secteurs plus abrités, les transports et l'accumulation actuels ne sauraient pas davantage être mis en doute. Nous n'en voulons pour preuve que l'importance des atterrissements logés dans les angles artificiels qu'ont provoqués les ouvrages de la digue « Churchill Barrier » construite il y a une vingtaine d'années seulement.

Pourtant il faut bien reconnaître que dans leur majorité, les formes littorales des Orcades sont anciennes. Les falaises sont pour la plupart recouvertes de végétation sur la plus grande partie de leur hauteur et quelquefois sur la totalité. Le fait est observable non seulement le long des bras de mer abrités — bords ouest de Scapa Bay, de Widewall Bay, de St Margaret's Hope, etc. —, sur les côtes ouvertes en exposition est (Point of Ayre), mais même sur des rivages exposés en plein Ouest, et battus de ce fait par les tempêtes. On est surpris par exemple de constater que les imposantes falaises de St John's Head sont à peu près entièrement colonisées par la végétation. Certes l'évolution n'est pas arrêtée pour autant et de futures aiguilles sont en voie de formation par exploitation des fissures en arrière. Mais si les processus discontinus étaient rapides, ils devraient par endroits laisser des traces sous forme de parois rocheuses fraîches ou de talus de débris récents. Or toute la côte à hautes falaises comprise entre Kame of Hoy et Old Man of Hoy apparaît curieusement figée par rapport au secteur plus méridional de Rora Head. Des masses de rochers effondrés anciennement et recouvertes complétement de végétation ne sont pas même évacuées, tout au plus lavées un peu à la base. Il est évident que la falaise est ancienne et qu'elle n'a pas encore été reprise par les vagues de la mer actuelle. Si le travail est plus avancé à Rora Head, c'est sans doute en raison d'une position un peu plus saillante et d'une meilleure exposition vers le Sud-Ouest, car le matériel est apparemment le même dans les deux secteurs.

Beaucoup de falaises mortes des Orcades montrent néanmoins des signes non équivoques de rafaîchissement à la base, d'autant mieux marqués naturellement que le secteur est moins abrité. Aussi n'est-il pas rare d'observer sur une même côte une alternance de rentrants morts et de saillants vifs (ex. : bordure de Scapa Bay). C'est là l'indice sûr d'une récupération encore imparfaite de positions anciennes par la mer à l'époque. présente. Tout se passe donc comme si l'érosion marine ne faisait en somme que rejoindre un ancien littoral façonné à partir d'un niveau marin légèrement supérieur au zéro actuel. Reste à insérer cette évolution dans le cadre plus général des variations du niveau de la mer.

Les changements relatifs du niveau marin.

A plusieurs reprises déjà, nous avons insisté sur l'aspect de demi-submersion qui caractérise le paysage de l'archipel. Les signes d'un ennoyage des formes sont partout présents aux Orcades, à commencer par le magnifique réseau de vallées envahies par la mer. Mais le problème est moins de s'interroger sur l'existence d'un relèvement relatif du niveau marin — il est indéniable — que de savoir si l'ennoiement général se poursuit de nos jours. En effet la submersion peut être interprétée de deux façons opposées. On peut y voir le signe d'un affaissement actuel de l'archipel dans son ensemble — c'est la position de J.S. FLETT [146] —, ou au contraire la preuve d'un relèvement isostatique postglaciaire insuffisant parce qu'inachevé. Dans le premier cas, le mouvement des terres est négatif, dans le second il est positif ou nul mais n'a pas réussi à compenser la montée eustatique postglaciaire. On le voit, la différence entre les deux explications est de taille.

Quels sont les indices dont nous disposons ?

1) En premier lieu, on peut retenir le témoignage des forêts et des tourbières submergées qu'on a signalées depuis longtemps en plusieurs points [472]. A Whitewall Bay (South Ronaldsay), par exemple, sous le sable fin de la plage actuelle, se rencontre un sable noir humifère comprenant des restes de tiges d'éricacées (?). Ce niveau tourbeux qui descend nettement en dessous des hautes mers ordinaires, recouvre des galets de grès violemment patinés en noir et appartenant à un ancien cordon de tempête. Des dispositifs analogues repérés par les géologues s'observent en d'autres lieux, à South Ronaldsay ou ailleurs. Il importe toutefois de souligner que de tels exemples de submersions de forêts ou de tourbières ne sont pas limités aux Orcades, mais se retrouvent dans des régions qui ont connu un indiscutable mouvement de relèvement postglaciaire (ex. : la bordure nord-ouest du Moray Firth). Ce témoignage ne nous renseigne nullement sur le sens du mouvement actuel de l'archipel, il ne fait qu'enregistrer, comme ailleurs, la légère remontée récente du niveau marin.

2) L'attaque par les vagues de formes caractéristiques d'accumulation (cordon de galets, dunes) est un indice à rapprocher du précédent, car il peut s'interpréter comme la conséquence d'un léger mouvement positif de la mer. En certains cas il est même explicable par le simple jeu de la régularisation du rivage et peut s'inscrire dans un cycle normal d'évolution littorale : si le cordon de dunes de Newark Bay (East Mainland)

(1) Communication écrite.

subit actuellement une érosion, c'est en raison du recul qui affecte la moraine et même la roche en place sous-jacente. Il convient donc d'être prudent; d'autant que le travail des vagues s'effectue de façon très discontinue, au moment des plus fortes tempêtes. Ainsi le profil anormalement concave de la dune qui coiffe le tombolo de galets de Sandisand a beau trahir de toute évidence une attaque par les vagues, il est en partie colonisé par la végétation.

3) On a voulu voir dans l'absence de rivages anciens aux Orcades, la preuve d'un affaissement actuel de l'archipel. J.S. Flett en particulier a développé toute une théorie selon laquelle des plates-formes immergées à différentes profondeurs seraient les équivalents orcadiens des plages soulevées écossaises. Le soulèvement saccadé du Mainland écossais aurait eu pour corollaire une subsidence saccadée de l'archipel [146]. Sans parler des difficultés de raccord que soulève pareille hypothèse, on peut faire remarquer que l'argumentation fondée sur l'absence de rivages anciens est beaucoup moins décisive qu'elle ne le paraît. Nous avons vu que la disparition des plages soulevées le long des côtes du Caithness n'impliquait pas forcément un enfoncement de la région et qu'elle pouvait être mise au compte d'une occupation temporaire des lieux par la glace morte d'inlandsis. Le même raisonnement est applicable aux Orcades.

Au reste, l'archipel n'est pas aussi totalement dépourvu de vestiges de rivages anciens qu'on a bien voulu le dire. Il y a d'abord deux restes de plages perchées à 6-12 m, que J.V. Stephens a découvert dans le Nord-Ouest de Hoy. Mais compte tenu de leur caractère unique aux Orcades, de l'origine locale des galets, de l'absence de stries sur le matériel, Wilson et Stephens préfèrent interpréter ces dépôts comme des accumulations littorales préglaciaires plutôt que comme des témoins de plages soulevées [472]. En dépit de l'installation du placage sur une banquette rocheuse et de sa consolidation en poudingue, la conservation en un endroit aussi exposé aux vagues du Nord-Ouest et à l'érosion glaciaire locale tient un peu du miracle. Néanmoins il ne semble pas déraisonnable d'attribuer à ces restes de plage un âge préglaciaire, même si la plus élémentaire prudence commande de ne pas faire de raccord avec les rivages perchés de Mull situés à des centaines de kilomètres au Sud-Ouest.

Mais ces vestiges ne sont pas les seuls. Plus près du zéro actuel, et par conséquent dans une position plus difficile à distinguer de l'estran présent, subsistent en maints endroits des témoins d'un rivage ancien qui doit vraisemblablement dater de la fin de la période froide, comme au Caithness. Bien entendu, il convient de prendre certaines précautions dans le relevé de ces restes. Sur toute la façade ouest, les violentes tempêtes qui sévissent en hiver peuvent projeter à plusieurs mètres de hauteur au-dessus du niveau des plus hautes mers des galets qui simuleront d'anciens littoraux perchés : à Aikerness (Westray) des empilements de galets plats provenant de la fragmentation des dalles peuvent ainsi monter sur des falaises jusqu'à 12 m, à Sacquoy Head (Rousay) jusqu'à 18 m ! [472]. Il vaut donc mieux renoncer à utiliser les vestiges douteux de plates-formes ou de dépôts légèrement perchés le long des côtes occidentales : par exemple la plate-forme d'abrasion de Bor Wick à + 2,50 m, ou encore celle de Brough of Bigging à la même altitude, un peu plus au Sud (1).

Par contre les rivages plus abrités, débouchant sur les bras de mer n'offrent pas les mêmes inconvénients et permettent des reconstitutions plus fines. Dans la vallée ennoyée du Bush, le vieil estran est identifiable grâce à un cordon de galets couvert de végétation et à petits éléments de banquette rocheuse au pied de la micro-falaise taillée dans le boulder-clay. Dans la baie de Newark (East Mainland) est également visible un cordon littoral non-fonctionnel : il ravine clairement la moraine de fond rougeâtre. Mais d'autres secteurs montrent avec plus d'évidence encore que la mer est en retrait par rapport à des positions plus anciennes d'âge postglaciaire (ou plus exactement postérieur à la moraine de fond). Vers Lowertown (South Ronaldsay), la côte, bien qu'exposée au Nord-Ouest et disposant dans cette direction de tout le fetch de Scapa Flow, est bordée par une falaise morte qui recoupe les grès et leur manteau morainique. En effet, la base des parois protégée par des masses de galets couverts d'herbe n'est plus atteinte par la mer, même à son plus haut niveau. Il s'en faut presque d'un mètre. Si les vagues de forte tempête touchent très probablement le pied de la falaise, elles sont bien incapables de façonner l'ensemble des formes puisqu'elles en sont encore à mordre sur l'ancien cordon de galets.

Certains indices laissent à penser que ce rivage ancien légèrement perché qui explique la fréquence des falaises mortes aux Orcades, date de la fin du Quaternaire froid. A Finstown, bien que les relations ne soient pas très claires, il semble que le versant nord de la vallée, disséqué — on l'a vu — par des ravineaux éteints, se prolonge par une petite falaise morte. Mais c'est au fond de la baie de Scapa que se lit le mieux l'inscription de l'épisode froid dans le modelé. La grande falaise rectiligne qui exploite la faille orientale de Scapa Flow se prolonge au Nord de façon anormale sur une centaine de mètres à l'intérieur des terres. Elle n'a pu être sculptée que lors d'un stationnement de la mer à un niveau supérieur au zéro actuel. Or elle apparaît toute échancrée dans le matériel morainique de sa partie supérieure par des petits ravins morts qui n'ont pu être creusés que dans des conditions climatiques périglaciaires. Du côté ouest de Scapa Bay, entre Point of the Baits et Mid Taing, subsistent de beaux éléments de falaise morte bordés d'une plate-forme que couvre une végétation continentale

(1) Observation écrite de R. Miller.

(marguerites etc.). Cet estran couvert qui domine la limite des plus hautes mers ne peut pas provenir du travail des vagues de tempête, car il est en position relativement abritée et en exposition est. Le rafraîchissement actuel qui se limite aux saillants de la côte et du reste nettement visible. Il est bien évident que sur cette falaise morte récupérée en quelques endroits seulement par la mer, ce n'est pas la vitesse du recul qui peut expliquer la présence du profond ravin un peu suspendu, qu'on aperçoit dans un rentrant.

Seule la période finale du Quaternaire froid avec ses disponibilités importantes en eau, son ruissellement efficace est capable de rendre compte du creusement de telles formes, mal raccordées au niveau marin actuel.

On le voit, la parenté morphologique avec certains secteurs littoraux du Caithness est évidente. Dans les deux régions existent des restes d'un ancien rivage peu élevé élaboré sous un climat encore froid. Ces observations cadrent mal, il faut le reconnaître, avec un enfoncement actuel des Orcades et du Caithness.

TROISIÈME PARTIE

LES PROBLÈMES D'ENSEMBLE

CHAPITRE X

LE FAÇONNEMENT DES TRAITS MAJEURS DU RELIEF AVANT LE QUATERNAIRE

De la longue mais nécessaire analyse régionale qui précède, se dégagent quelques problèmes généraux qu'il est désormais souhaitable de regrouper.

L'une des conclusions capitales qui s'imposent avec le plus de force et d'évidence mérite d'être soulignée tout de suite : les traits majeurs du relief appartiennent à un modelé dont les grandes lignes étaient fixées avant le Quaternaire, ou du moins avant l'arrivée des glaciers. Les multiples exemples recueillis dans divers secteurs, sur des matériels variés, suffisent amplement à nous convaincre de la portée générale de cette affirmation. Certes il conviendra d'évaluer l'efficacité du travail de la glace en dressant un bilan global dans le prochain chapitre, mais on peut d'ores et déjà estimer raisonnablement que l'organisation morphologique d'ensemble n'a pas été remise en cause par les passages répétés des glaciers. Est-ce à dire que pour comprendre le modelé on puisse négliger un tel balayage glaciaire ? Assurément pas. Ne serait-ce qu'en raison des dificultés de reconstitution qu'il a créé : les glaciers, en nettoyant de ses altérites et de ses dépôts superficiels un socle qui était déjà en grande partie débarrassé de sa couverture sédimentaire, ont rendu très malaisée la reconstitution des étapes de l'évolution préquaternaire.

On peut, avec l'immense majorité des auteurs, considérer que deux points relatifs à la mise en place générale du relief, sont acquis :

1) la dissymétrie fondamentale du bloc émergé soulignée par la dissymétrie du réseau hydrographique (chapitre III), bien que mieux représentée en Ecosse du Nord que partout ailleurs en Grande-Bretagne, n'est cependant pas particulière à notre région. Ce dispositif général ne peut s'expliquer que par une cause unique. Un basculement global amorcé dès le Secondaire, mais réalisé au Tertiaire est à même de rendre compte de l'inclinaison d'ensemble des terres vers la Mer du Nord et des traits qui en découlent, notamment de l'inégale dénudation de la couverture sédimentaire au-dessus du socle;

2) ce mouvement de bascule qui n'est qu'une manifestation régionale des déformations nord-atlantiques, s'est accompagné au Tertiaire — sans doute à l'Eocène — d'éruptions volcaniques le long du flanc raide du bloc, c'est-à-dire au voisinage d'un fossé en cours d'affaissement, le Minch, dont nous avons retracé les grandes étapes paléogéographiques (Chapitre II). Les schémas généraux de tectonique proposés par H. Cloos [97] — effondrement de la clef de voûte d'un bombement de socle faillé et volcanisme concomitant — et par P. Fourmarier [148] — soulèvement par compensation isostatique des bourrelets adjacents à un fossé en voie de subsidence — peuvent très bien s'appliquer au détroit du Minch et aux montagnes qui l'encadrent.

Si les deux mécanismes auxquels nous venons de faire allusion ne peuvent sérieusement être mis en doute, toutes les difficultés ne sont pas résolues pour autant. Les quelques chercheurs géologues et morphologues, qui se sont occupés de la morphogenèse de l'Ecosse n'ont pas réussi jusqu'à présent à se mettre d'accord sur le rôle respectif qu'il convenait d'attribuer dans le modelé aux vieilles topographies exhumées (surfaces infra-torridonienne, prédévonienne, prétriasique, infracénomanienne) et sur la part qu'il fallait réserver aux aplanissements tertiaires. La rareté des restes de couverture rend évidemment le problème très délicat et laisse la place à de multiples interprétations. Certaines sont assez fantaisistes et bien éloignées des réalités. Nous disposons cependant d'éléments d'analyse suffisamment nombreux et précis pour que nous puissions tenter d'aborder la question.

1. — ROLE MORPHOLOGIQUE RÉDUIT DES TOPOGRAPHIES ANCIENNES (ANTÉRIEURES AU TERTIAIRE)

(carte hors-texte V)

Il est naturel de faire reposer avant tout l'étude des vieilles topographies sur les vestiges sédimentaires qui subsistent en discordance au-dessus du socle. Mais cette méthode qui est souvent la seule applicable, appelle une remarque préalable. Il ne faut pas perdre de vue que les éléments de couverture qui auraient été plus propices à l'exhumation du socle, parce que les plus meubles, ont toutes chances d'avoir disparu, qu'inversement ceux qui subsistent bénéficient généralement d'une résistance supérieure et d'une position abritée au sein d'une topographie inégale : volumes détritiques conservés dans les creux marqués d'un socle irrégulier. A moins d'imaginer une dénudation très récente du soubassement — ce qui est presque toujours invraisemblable, à quelques exceptions purement locales près —, on doit donc introduire un correctif variable suivant les cas sous peine de se faire des vieilles surfaces une image fausse, ou du moins incomplète.

Cette réserve étant faite, il faut reconnaître :

1) que pour la grande majorité des lieux les anciennes topographies d'érosion comptent peu dans l'ensemble du modelé actuel;

2) qu'une extension importante prise dans tel ou tel secteur est presque toujours à mettre au compte d'un remaniement ultérieur par un aplanissement tertiaire, ce qui a pour effet, bien entendu, de créer une surface polygénique.

a. Les très vieilles surfaces

La surface infratorridonienne.

Cette surface très ancienne qui n'a de chances de subsister que sur le vieux socle lewisien, c'est-à-dire dans la région côtière du Nord-Ouest et peut-être en quelques points des Hébrides externes, a fort peu retenu jusqu'ici l'attention des géographes. Son rôle morphologique, sans être capital, n'est pas pour autant négligeable. Présente dans de nombreux secteurs, elle n'intéresse il est vrai que des superficies restreintes, puisqu'elle suit d'ordinaire sur quelques dizaines de mètres de large ou quelques centaines de mètres tout au plus, la bordure des affleurements de grès torridonien. En bien des points, le dégagement n'est même chiffrable qu'en mètres. Les témoins de cette vieille surface ne représentent donc qu'une très faible part de l'ensemble du modelé de la région côtière du Nord-Ouest, *a fortiori* de celui de l'Ecosse du Nord. S'il a été néanmoins possible d'en dresser une carte générale, c'est grâce à la représentation des éléments dérivés, dont la superficie globale est déjà plus notable. Mais même si l'on tient compte de ces derniers fragments, on parvient à un total modeste, fait d'une série de lambeaux plus ou moins continus. Les premières estimations que nous avions faites il y a quelques années [170] apparaissent maintenant trop fortes : plusieurs morceaux de plateau gneissique qui sortent de dessous les buttes ou les éperons de grès (Suilven par exemple) et qui avaient été pour cette raison rattachés à la surface infratorridonienne, se sont révélés par la suite être de simples portions d'aplanissements néogènes (surface écossaise ou niveau pliocène). Il était donc indispensable de reviser la cartographie d'ensemble.

Les courbes de niveau qui ont été portées sur la carte V font apparaître des variations considérables d'altitude, d'un secteur à l'autre, et localement d'un point à l'autre. De telles différences topographiques traduisent deux phénomènes qu'il convient de distinguer soigneusement :

1) une topographie originelle fort inégale. En maints endroits, nous avons vu que les sédiments détritiques de base — généralement des poudingues ou des brèches assez grossiers d'âge variable (Applecross ou Diabaig suivant les lieux) — fossilisaient une topographie irrégulière sculptée dans le gneiss lewisien, de telle sorte que les éléments exhumés de la vieille surface étaient le plus souvent fortement inclinés. En d'autres termes, à la faveur de l'exhumation surgissent fréquemment d'anciens versants d'un modelé qui était encore assez éloigné du stade de maturité avancé au moment de sa fossilisation. Rares sont les fragments de plateau de gneiss d'allure tranquille auxquels on peut en toute certitude attribuer une origine prétorridonienne. Le B. Dreavie avec sa pastille de Torridonien reposant sur un ensemble d'échines soudées à sommet plat, représente un cas particulièrement démonstratif, mais répondant sans nul doute à un concours de circonstances assez exceptionnel. Il fallait, en effet, qu'en dépit d'une position perchée, les formations détritiques ne soient pas complètement balayées, mais qu'elles soient néanmoins partiellement dégagées, donc nettement moins résistantes que le socle. Le profil calme de l'ancien interfluve a facilité le maintien des poudingues relativement meubles.

A ce genre d'exceptions près, la topographie prétorridonienne émerge généralement de la couverture sédimentaire suivant un dessin irrégulier dans le détail. Bien entendu, les inégalités sont d'autant plus perceptibles que le manteau de Torridonien est plus continu. Aussi les secteurs les plus favorables à l'observation ne sont pas situés dans la partie septentrionale trop dénudée, mais plutôt au Coigach, entre le Loch Broom et le Loch Maree et au voisinage du Loch Shieldaig, pour ne citer que les exemples les plus caractéristiques. Rappelons qu'en certains endroits, au Nord-Est et à l'Est du Loch Gairloch notamment, c'est même un authentique relief appalachien fossilisé autrefois par les débris torridoniens, qui est en voie de dégagement;

2) à ces inégalités de détail qui ne font que refléter un état de choses originel, s'ajoutent des variations d'altitude plus amples qui traduisent des déformations d'ordre tectonique. Ainsi, dans tout le secteur compris entre le Loch Laxford et le Loch Ewe, une grande flexure longitudinale fait plonger la vieille couverture détritique et du même coup la surface sous-jacente vers le North Minch. La dénivellation est de l'ordre de 400 à 500 m sur une douzaine de kilomètres. Ce gauchissement simple qui explique la curieuse répartition des affleurements de Torridonien en deux bandes — l'une littorale, l'autre intérieure, en bordure des montagnes — n'est cependant pas le seul style représenté. Dans le coin nord-ouest, le quadrilatère du Parph, il fait place à une mosaïque de blocs faillés où les éléments de surface infratorridonienne sont évidemment très chahutés. Au Sud du Loch Maree et jusqu'à la péninsule d'Applecross le style cassant l'emporte également, grâce à d'importantes failles dont plusieurs ont rejoué au Tertiaire.

De telles pentes — qu'elles soient originelles ou consécutives à des déformations ultérieures — n'ont pas permis à la surface prétorridonienne de jouer un rôle morphologique de premier plan. Presque toujours le plongement du socle était trop rapide pour que des éléments étendus de l'ancienne topographie aient pu être réincorporés à des aplanissements tertiaires peu ou pas déformés. Bien plus, ces derniers recoupent souvent de la manière la plus franche, sous un angle marqué, le contact oblique séparant le socle de sa couverture détritique de base. Aux Hébrides externes, le recoupement est le fait du niveau pliocène. Sur le Mainland, la responsabilité en incombe généralement à la surface écossaise ou au niveau pliocène.

Pareil dispositif implique non seulement un nivellement poussé, mais aussi l'absence ou tout le moins l'insuffisance d'une remise en valeur du contact par exhumation locale du plan de discordance. Il est clair par conséquent que la résistance du Toridonien est doublement en cause. Pour qu'une formation ayant déjà subi avant l'arrivée de la mer cambrienne un début de déblaiement, puisse subsister encore si largement de nos jours, il fallait qu'elle soit fortement consolidée. De fait, le matériel, du moins à la base, est parfois aussi dur que le socle gneissique lui-même et nous avons vu qu'en plusieurs endroits (Clashnessie Bay, Gruinard Bay...) des brèches grossières étaient restées étroitement solidaires du Lewisien sous-jacent. Il faudrait cependant se garder de généraliser hâtivement. Il importe de bien préciser qu'en certains secteurs (le B. Dreavie par exemple), les poudingues se désagrègent assez facilement sous le climat humide actuel. La position perchée de maints affleurements ne serait-elle pas dans ces conditions une relique d'un paléoclimat plus sec ? C'est d'autant plus vraisemblable que les caractéristiques morphologiques de la surface tertiaire écossaise nous ont incité à replacer son élaboration dans le cadre d'un milieu climatique semi-aride ou bien tropical à saisons contrastées.

On ne doit pas perdre de vue que la résistance toute relative d'une roche par rapport à une autre peut changer avec les modifications qui interviennent dans les sytèmes morphogénétiques. Dans l'ambiance froide des périodes glaciaires du Quaternaire, le Torridonien s'est trouvé désavantagé comparativement au gneiss, en raison de sa macro-fissuration un peu plus poussée. Le retrait par action du gel favorisé, bien sûr, par la prise en charge de la glace et le renouvellement des surfaces d'attaque, est suffisant pour rendre compte des exemples d'exhumation locale de la topographie prétorridonienne rencontrés dans le Parph, le Coigach ou à Clashnessie Bay. Si le recul des conglomérats diaclasés, soumis à la gélivation n'a cependant pas dégagé de plus amples superficies de socle que les médiocres banquettes, ressauts ou portions de versants visibles actuellement, c'est très certainement à cause de la durée très courte du Quaternaire froid à l'échelle géologique. La durée est une des conditions de l'efficacité des systèmes d'érosion.

La surface infracambrienne.

Beaucoup plus régulière que la topographie prétorridonienne qu'elle recoupe localement par un plan incliné étonnamment schématique, la surface infracambrienne n'a pourtant qu'une importance dérisoire dans le modelé actuel. En effet, les deux étages inférieurs du Cambrien étant constitués de bancs de quartzites plus durs, sous presque tous les climats, que n'importe quelle autre formation, l'exhumation du magnifique plan de discordance basculé n'était guère possible. Il a fallu qu'au Quaternaire froid, les effets mécaniques du gel se fassent davantage sentir dans les quartzites fissurés que dans les volumes massifs de gneiss lewissiens sous-jacents pour qu'apparaisse par endroits une étroite banquette matérialisant le recul de la première formation par rapport à la seconde. Cette timide et tardive exhumation qui ne pouvait se produire qu'en l'absence d'une intercalation de Torridonien (ex. : B. Arkle, flanc ouest du Cranstackie...), n'intéresse qu'une infime partie

du relief. Elle est néanmoins assez significative, dans la mesure où elle traduit un changement de l'échelle de résistance régionale des roches suivant les époques.

Quand les quartzites de base du Cambrien ne recoupent plus les bancs de gneiss, mais reposent sur la couverture torridonienne, il n'y a plus évidemment aucune raison pour que le plan de discordance soit mis à jour, les grès et conglomérats ayant été plus fragiles que les quartzites, même sous climat froid. C'est ce que l'on peut observer par exemple sur les flancs du Quinag : le recoupement des couches de grès par les bancs de quartzite y revêt plus un intérêt géologique que morphologique.

Malgré leur dissemblance d'allure, les deux vieilles surfaces dont il vient d'être question, ont un point commun : pour l'une comme pour l'autre, il est vain de vouloir rechercher leur prolongement à quelque distance des limites actuelles des affleurements sédimentaires. Vers l'intérieur du Mainland, à l'Est des grands charriages, toute distinction entre le socle lewisien et ses couvertures devient impossible, l'ensemble ayant été incorporé dans le complexe cristallophyllien du Moinien par l'effet de l'orogénie calédonienne. Quant à la bordure occidentale de l'avant-pays, sujette à des déformations moins intenses et épargnées par le métamorphisme moinien, elle est certes un peu plus favorisée. Mais il ne faut pas se dissimuler que le jeu d'accidents tectoniques plus récents et le recoupement par une succession d'aplanissements tertiaires à caractère général puis marginal n'ont laissé en définitive aux anciennes surfaces que des possibilités bien minces d'expression dans le modelé. Le potentiel lithologique n'était guère favorable, pour sa part, à l'exhumation poussée du socle à laquelle auraient pu prétendre les reprises d'érosion de la fin du Tertiaire et du début du Quaternaire. Tout se passe donc comme si le matériel sédimentaire trop induré, parce que trop ancien, ne se différenciait pas suffisamment du socle. Il a souvent fallu attendre jusqu'au Quaternaire froid pour qu'un début d'exhumation ait lieu sous l'action du gel. Mais la durée de cette période était manifestement trop courte pour modifier radicalement le dispositif morphologique en redonnant aux vieux plans d'érosion toute leur valeur.

b. La surface prédévonienne

Le problème se pose en des termes assez différents pour la surface prédévonienne. Compte tenu de l'importance limitée des bouleversements hercyniens en Ecosse du Nord (1), de la présence de restes de couverture dévonienne isolés loin des côtes, il n'est pas déraisonnable d'admettre *a priori* que le plan de discordance sur lequel reposent les volumes de Vieux-Grès-Rouge — produit de la destruction des chaînes calédoniennes — soit assez largement conservé dans les schistes cristallins du socle moinien.

En réalité, l'examen du contact entre le socle et sa couverture dévonienne en de nombreux points nous apprend à être très prudent dans les reconstitutions. S'il est indéniable que la surface prédévonienne joue dans le modelé un rôle nettement plus important que celui auquel peut prétendre la topographie infratorridonienne, il n'en reste pas moins vrai que dans les deux cas les risques de confusion avec des aplanissements tertiaires sont grands.

La question a un intérêt capital, puisqu'on peut à la limite considérer que le relief de l'Ecosse du Nord est pour une bonne part le fruit d'un simple déblaiement de la couverture de Vieux-Grès-Rouge, le produit de l'exhumation d'un paysage de socle varié d'âge prédévonien. Ainsi A. Bremner, dans l'évolution qu'il retrace du modelé écossais, estime que les traits principaux du relief sont hérités de l'époque antédévonienne et qu'ils ont été mis à jour par le dégagement du manteau détritique de Vieux-Grès-Rouge durant le Tertiaire [69]. Au cours de cette dernière période, l'érosion n'aurait guère inscrit sa propre marque, mais se serait surtout contenté de nettoyer le socle. A l'appui de son interprétation, Bremner cite l'exemple significatif du Scaraben, une longue échine de quartzite qui émerge des volumes de conglomérats du Dévonien. Il est indiscutable que dans Langwell Forest — nous l'avons vu — un ancien relief appalachien fossilisé par le Vieux-Grès-Rouge réapparaît maintenant. Mais il faut remarquer que le faciès quartzitique très résistant est assez inhabituel dans le socle moinien d'Ecosse du Nord. Il serait donc dangereux de généraliser à partir de cet exemple. Néanmoins nous devons convenir que dans d'autres roches que les quartzites, des parties du modelé présent dérivent du vieux paysage prédévonien. D'anciennes vallées creusées dans les gneiss psammitiques du Moinien et encore partiellement fossilisées par le Vieux-Grès-Rouge sont repérables en maints endroits : au voisinage du B. Bhreac et de Kirktomy sur la côte nord, le long du Loch Brora à l'Est, et surtout dans le bassin central du Ross-shire, en bordure de la cuvette d'Inchbae où trois profondes vallées (l'une est entaillée sur 300 m de dénivellation) sont encore parfaitement identifiables grâce aux restes de couverture.

(1) D. J. Blundell et H. H. Read viennent encore de montrer, grâce à une méthode originale fondée sur le paléomagnétisme, que les gabbros et autres roches basiques de l'Aberdeenshire sont restés stables depuis leur mise en place qui date de l'orogénie calédonienne [58].

Il ne saurait donc être question de nier le caractère irrégulier de la topographie infradévonienne et certains cas de filiation entre l'ancien relief et le modelé actuel. Les nombreux exemples relevés tout au long de l'analyse régionale, nous incitent du reste à considérer la chose comme relativement fréquente. Mais ce qui nous semble proprement insoutenable dans la conception de BREMNER, c'est le fait de vouloir étendre cet héritage des formes anciennes à la plus grande partie du relief, en réduisant à de minimes retouches les traits imprimés par l'érosion au Tertiaire. Les multiples observations relatées dans les chapitres précédents nous apportent au contraire des preuves irréfutables du façonnement tertiaire des formes majeures. A notre avis, la reconstruction imaginée par BREMNER se heurte à trois graves objections :

1) Le relief compliqué et irrégulier qui résulte bien souvent de l'exhumation de la topographie prédévonienne est fort différent du modelé actuel où s'inscrivent de grands plans d'érosion, guidés ou non par la structure, mais assez simples dans l'ensemble.

2) Si le paysage présent dérivait essentiellement d'une vieille topographie de socle dégagée de sa couverture, il ne devrait être dominé que par des reliefs résiduels sculptés dans le soubassement cristallin ou métamorphique, à l'exclusion de tout volume saillant sédimentaire. Or plusieurs inselbergs sont façonnés dans les séries du Vieux-Grès-Rouge et — circonstance aggravante — ils n'ont pas, en dépit de leur matériel, une forme fondamentalement différente de ceux qui sont taillés dans le socle. Le Mealfuarvonie en bordure du Loch Ness, le Morvern et le Maiden Pap dans le Caithness méridional, les deux B. Griam dans le Sutherland du Nord sont d'excellents exemples. Il est juste de reconnaître que BREMNER avait pris conscience de cette difficulté : il avait, en effet, admis qu'à côté des vieux « monadnocks » prédévoniens existaient également des « monadnocks » tertiaires. Mais comment distinguer les uns des autres ? Il est d'autant plus délicat de trancher que des climats tropicaux à saison sèche accusée, propices à la réalisation d'aplanissements surmontés d'inselbergs, ont dû régner au début du Dévonien tout comme au milieu du Tertiaire.

3) En maints endroits, le plan de discordance de base du Vieux-Grès-Rouge est beaucoup trop incliné pour avoir pu échapper à un recoupement franc par les aplanissements tertiaires faiblement déformés. Quand le nivellement mord sur les séries gréseuses, le doute est évidemment levé. Mais il n'est pas rare, malheureusement, que de lourds bourrelets de conglomérats résistants soient épargnés par les aplanissements néogènes développés sur le socle. Les confusions sont alors d'autant plus à craindre que l'on est naturellement tenté de prolonger l'un par l'autre deux éléments morphologiques d'âge distinct et d'allure pourtant sensiblement différente : la topographie inégale encore fossilisée par le Vieux-Grès-Rouge, les fragments assez réguliers de plateau de gneiss rabotés par l'érosion au Tertiaire. Le plongement du socle sous la couverture est souvent trop rapide pour qu'on puisse envisager avec vraisemblance de voir sur les affleurements de Moinien, une surface polygénique. Cette éventualité n'existe que dans quelques secteurs favorisés par des conditions lithologiques particulières.

A en croire BREMNER, le plateau de gneiss compris entre le Grand Glen et le Strath Glass ne serait qu'une vieille surface prédévonienne débarrassée de sa couverture détritique. Pareille identification est inconciliable avec les observations faites dans le secteur (chapitre IX). En effet, deux aplanissement tertiaires — la surface intermédiaire et la surface écossaise — se sont inscrits dans les volumes de socle de manière indiscutable. Le second a même recoupé une bonne partie des affleurements de conglomérats qui bordent la cuvette prédévonienne de The Aird.

Le Ben Wyvis constituerait, toujours d'après BREMNER [69], une vieille barrière de socle, vestige d'un modelé infradévonien conservé entre les volumes isolés de Vieux-Grès-Rouge du Meall a' Ghrianain et de ses environs, et le bassin dévonien de la région côtière du Cromarty. Cette reconstitution n'est exacte que dans la mesure où elle se contente de replacer les reliefs dans leurs relations générales. Il serait vain de vouloir rechercher sur les flancs du B. Wyvis les traces de la vieille topographie prédévonienne. A l'Est, les conglomérats de base et les gneiss ou les micaschistes sont nivelés conjointement par la surface intermédiaire. A l'Ouest, la cuvette d'Inchbae ne coïncide pas avec le creux qui fut enfoui sous le Vieux-Grès-Rouge, car le socle, surtout dans les gneiss œillés, a été partiellement défoncé depuis son exhumation (chapitre VII).

De tels exemples sont instructifs, car ils montrent combien il est nécessaire de se méfier d'apparences qui peuvent être trompeuses. On ne saurait se contenter d'un examen général pour évaluer l'importance de la topographie infradévonienne dans le modelé présent. Il faut avoir recours à une étude patiente des contacts dans des secteurs aussi nombreux et aussi variés que possible. Ce n'est qu'après ce travail d'analyse, qu'on peut essayer de dresser un bilan global.

Des diverses observations que nous avons faites en Ecosse septentrionale il ressort que, dans la majorité des régions, la surface infradévonienne est loin d'avoir l'importance morphologique qu'on aurait été tenté de lui attribuer de prime abord. Plus que le sommet des échines et des plateaux de socle où son prolongement apparaît souvent douteux, elle intéresse surtout le modelé des versants dans les secteurs qui ont bénéficié d'une reprise d'érosion. En effet, en raison du caractère inégal de la topographie d'origine, mais aussi des déformations ultérieures (hercyniennes et plus tardives), les éléments de la surface infradévonienne sont assez redressés pour avoir rendu possible, dans bien des cas, un recoupement par les aplanissements tertiaires peu inclinés. Déjà l'étude des

régions bordières de la Mer du Nord nous avait permis de montrer que le socle fossilisé par le Vieux-Grès-Rouge avait une allure « gaufrée » provenant de l'entrecroisement d'une gouttière longitudinale avec des accidents transversaux. Or ce dispositif orthogonal lié à la fois à des irrégularités d'origine et à des mouvements de gauchissements accompagnés de failles et de flexures n'a pas de traduction morphologique simple et directe dans le modelé.

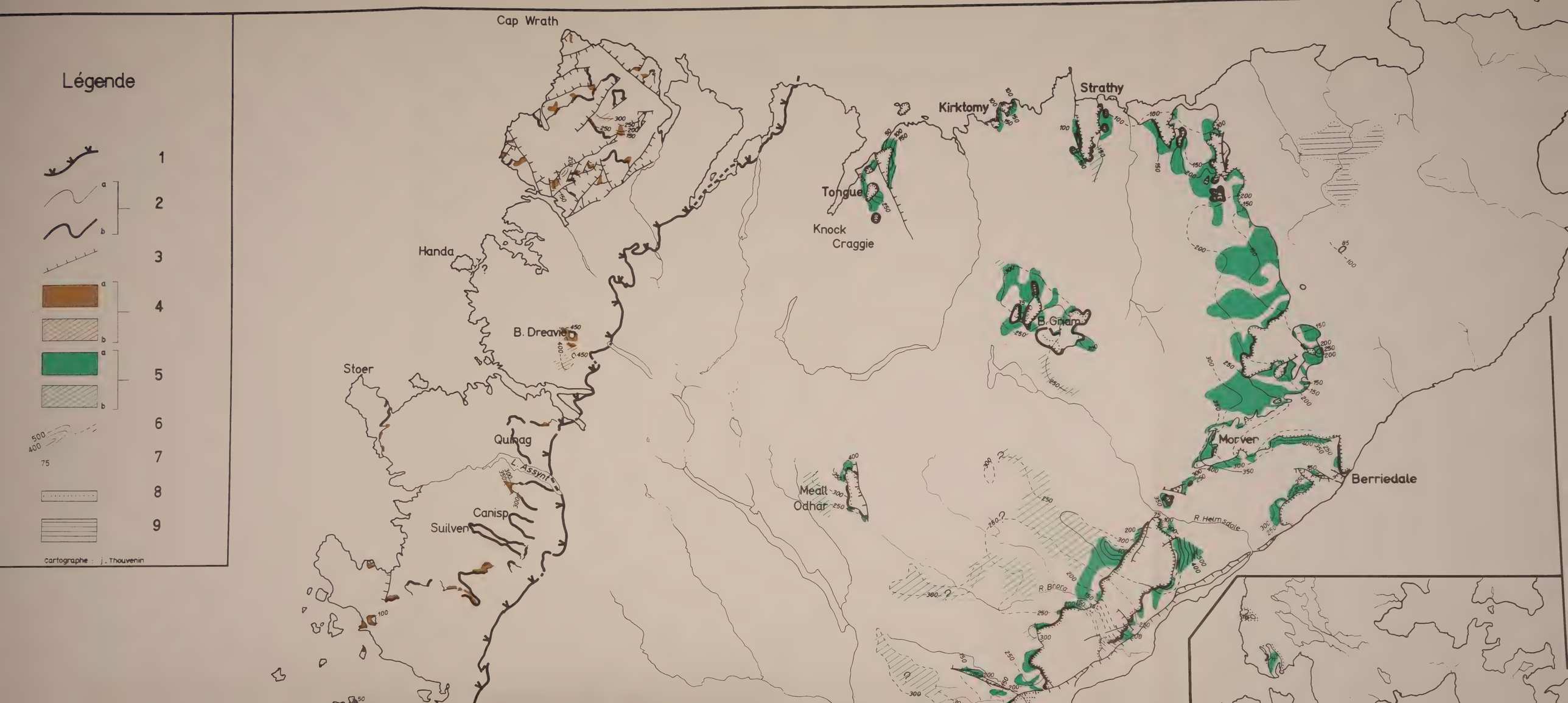
Certes à ce schéma général, il convient d'apporter quelques nuances et même des correctifs. Mais les conclusions d'ensemble n'en sont pas affectées pour autant. Parmi les cinq types principaux de contacts entre le socle et la couverture détritique que l'analyse de la bordure du Moray Firth nous a conduit à distinguer *(fig. 152)* et qui peuvent du reste s'appliquer à l'ensemble de l'Ecosse septentrionale, il est remarquable qu'un seul soit réellement accompagné d'une large exhumation de la surface infradévonienne. Il s'agit, rappelons-le, de la surface d'érosion développée sur les Vieux Granites des confins sud-ouest et ouest du Caithness. L'altérabilité relativement élevée du matériel (comparativement au gneiss moinien ordinaire au moins) a non seulement permis la réalisation précoce d'une topographie mûre dès le Dévonien, mais la constitution d'une couverture gréseuse assez meuble, plus mobilisable que les conglomérats de base habituels. Avantagé en outre par sa présence au sein d'une zone de calme tectonique peu affectée par les mouvements de déformations hercyniens ou ultérieurs, ce secteur a donc bénéficié d'une série de conditions favorables. Il est juste néanmoins d'ajouter que dans les granites altérables, les risques de dégradation des aplanissements ne sont pas négligeables surtout si l'exhumation est ancienne. Le granite de Stromness (Orcades) dégagé pourtant assez tardivement montre cependant des signes nets de détérioration de la surface infradévonienne. Sur la bordure sud-ouest du Caithness, il n'est pas exclu que la surface de base du Vieux-Grès-Rouge, très régulière au moment de sa fossilisation, ait été réincorporée à des aplanissements tertiaires, notamment au niveau pliocène qui domine très largement dans la région. Une perte de substance limitée pouvait suffire à aboutir à un tel résultat.

Dans les granites moins altérables du genre de ceux du batholite d'Helmsdale, les chances de retrouver intactes les traces d'une surface prédévonienne régulière sont théoriquement plus grandes. En fait, un bombement d'ensemble à allure de dôme affectant le socle et sa couverture a permis le recoupement de la plus grande partie du massif granitique par les aplanissements tertiaires. Ce n'est que sur les bordures exhumées plus tardivement que subsiste quelque espoir de récupérer de beaux vestiges de l'ancienne topographie infradévonienne.

Avec les gneiss moiniens qui constituent le matériel ordinaire du soubassement de la couverture dévonienne, les relations sont plus variées et parfois plus subtiles. En effet, l'écart de résistance entre le Vieux-Grès-Rouge conglomératique et les gneiss est assez faible. Si la première formation domine en général la seconde, il arrive aussi que ce soit l'inverse. On conçoit aisément dans ces conditions les difficultés qu'on éprouve à observer une bonne et large exhumation de la topographie prédévonienne. Quand le socle et sa couverture en contact par un plan de discordance fort incliné ou par un plan de faille, sont tronqués conjointement par un seul et même aplanissement tertiaire, toute tentative de reconstitution est évidemment vouée à l'échec. Il en est de même si les gneiss sont défoncés au pied du lourd bourrelet dissymétrique à allure de cuesta formé par les conglomérats. Parfois la présence à mi-hauteur d'une banquette perchée de gneiss matérialisant le petit recul du Vieux-Grès-Rouge durant le Quaternaire froid ôte toute hésitation (ex. : The Craggan). En revanche, le doute est permis quand à la base de l'escarpement de conglomérats fait suite sans transition un plateau ou un fragment de plateau taillé dans le gneiss. Doit-on considérer ce dernier élément comme une portion exhumée de la topographie prédévonienne ou comme un aplanissement tertiaire ? La réponse est à rechercher dans la comparaison avec les caractères de la surface encore fossilisée à proximité immédiate. Dans la plupart des cas, il faut choisir le second terme de l'alternative, surtout bien entendu, si le nivellement mord localement sur les séries sédimentaires. Ainsi sur le pourtour des buttes des B. Griam, au pied du B. Tarvie, à la table d'Asc na Gréine, pour ne citer que quelques exemples typiques, c'est à la surface écossaise qu'incombe le recoupement des bancs de gneiss : elle a du reste inscrit dans les volumes conglomératiques le knick caractéristique qui l'accompagne fidèlement le long de ses bordures.

On ne manquera pas de remarquer que les trois derniers dispositifs qui viennent d'être évoqués offrent d'étroites analogies avec ceux qui s'observent au contact des grès torridoniens et du socle lewisien. Dans les deux ensembles, les différences de résistance sont du même ordre et les aplanissements tertiaires — notamment la surface écossaise — substituent au modelé inégal de la topographie ancienne leur propre sculpture.

Sous cet angle, les exemples d'exhumation locale d'un socle irrégulier par dégagement de la couverture dévonienne apparaissent donc plus originaux, car ils n'ont guère d'équivalent dans la région côtière nord-ouest. Le Torridonien de base est rarement assez meuble en effet pour pouvoir être nettoyé proprement sur le Lewisien. Au contraire, le Vieux-Grès-Rouge peut prendre localement un faciès gréseux, même en dehors des affleurements de granite sur les gneiss, et constituer ainsi une couverture plus facile à déblayer, donc plus apte à créer les conditions favorables à une bonne dénudation de la topographie fossile. Quelquefois le plongement du socle sous les sédiments étant modéré et progressif, une surface polygénique s'est développée sur le socle mis à nu : à Clashmore Wood par exemple. Mais le plus souvent, le relief qui réapparaît de dessous la couverture est trop inégal pour qu'on puisse le confondre avec les échines lourdes et les fragments de plateau au profil calme hérités


Légende
1
2
a
b
3
4
a
b
5
a
b
6
500
400
7
75
8
9
Cartographe : J. Thouvenin
Cap Wrath
Handa
B. Dreavie
Stoer
Quinag
L. Assynt
Canisp
Suilven
Tongue
Knock
Craggie
Kirktomy
Strathy
B. Griam
Meall
Odhar
Morver
Berriedale
R. Helmsdale
R. Brora

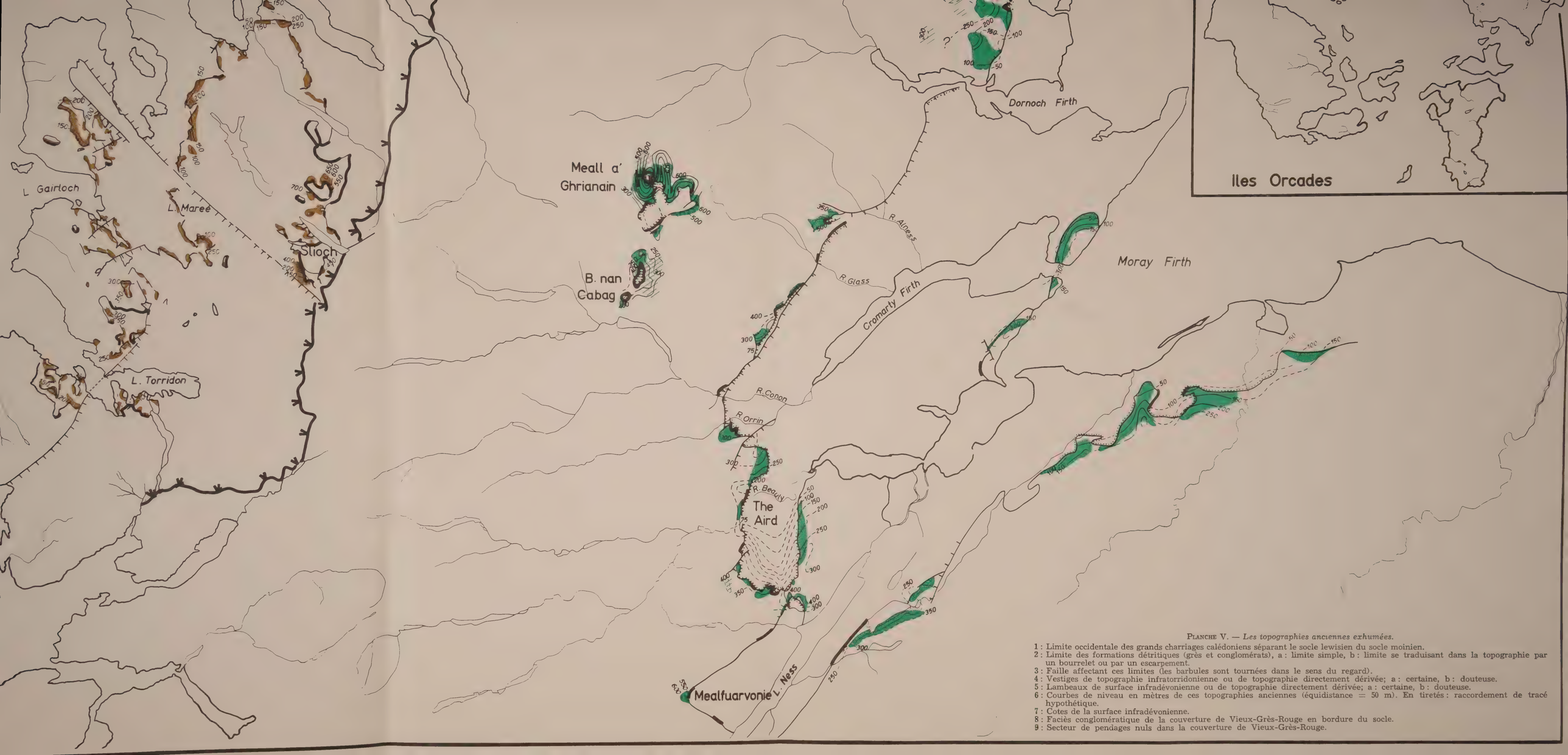


PLANCHE V. — *Les topographies anciennes exhumées.*

1 : Limite occidentale des grands charriages calédoniens séparant le socle lewisien du socle moinien.
2 : Limite des formations détritiques (grès et conglomérats), a : limite simple, b : limite se traduisant dans la topographie par un bourrelet ou par un escarpement.
3 : Faille affectant ces limites (les barbules sont tournées dans le sens du regard).
4 : Vestiges de topographie infratorridonienne ou de topographie directement dérivée; a : certaine, b : douteuse.
5 : Lambeaux de surface infradévonienne ou de topographie directement dérivée; a : certaine, b : douteuse.
6 : Courbes de niveau en mètres de ces topographies anciennes (équidistance = 50 m). En tiretés : raccordement de tracé hypothétique.
7 : Cotes de la surface infradévonienne.
8 : Faciès conglomératique de la couverture de Vieux-Grès-Rouge en bordure du socle.
9 : Secteur de pendages nuls dans la couverture de Vieux-Grès-Rouge.

d'une ou plusieurs phases d'aplanissement tertiaire. Nous avons vu qu'une véritable cuvette de Moinien encore à demi-fossilisée était visible à Boath. Dans le centre du Ross-shire, c'est tout un bassin prédévonien qu'on peut reconstituer, en dépit d'un défoncement partiel des gneiss œillés, et d'une reprise d'érosion au cœur des anciennes vallées qui furent naguère fossilisées par le Vieux-Grès-Rouge.

Ce type d'exhumation locale d'un relief irrégulier peut se retrouver avec des conglomérats de base résistants, à condition que le faciès du socle soit exceptionnellement dur. Le meilleur exemple est sans conteste le relief appalachien de Langwell Forest, dont les crêtes de quartzite ont été, sinon totalement du moins en grande partie, mises à nu au cours du Tertiaire. Naturellement dans les derniers cas qui viennent d'être envisagés, il est impossible de prolonger bien loin des éléments aussi redressés de la topographie prédévonienne.

Le bilan, on le voit, est donc au total assez modeste. Si l'on ne peut pas sérieusement mettre en doute le rôle morphologique joué par la surface infradévonienne dans le modelé du socle, on ne doit pas pour autant faire de cette ancienne topographie l'ébauche globale du relief, à la manière de Bremner [69]. Les épisodes d'érosion tertiaire ont trop d'importance. Une cartographie d'ensemble même aussi « optimiste » que celle de la planche V, ne fait apparaître en définitive des traces d'exhumation de la couverture de Vieux-Grès-Rouge que sur une part assez limitée du socle de l'Ecosse du Nord.

c. Les autres surfaces antérieures au Tertiaire

En dépit de leur caractère discontinu, les éléments de couvertures précambrienne et primaires permettaient au moins d'identifier de façon valable quelques portions de socle. Avec les sédiments secondaires trop fragiles pour avoir subsisté en dehors des régions côtières, on se heurte à des difficultés quasi insurmontables de reconstitution.

La surface prétriasique.

La surface prétriasique, pourtant si largement représentée dans les massifs anciens d'Europe occidentale, n'a pratiquement pas laissé de traces tangibles sur les socles de l'Ecosse du Nord. Cette apparente anomalie s'explique en fait assez aisément. Contrairement à ce qui s'observe couramment dans les massifs hercyniens, les sédiments triasiques ne reposent pas directement sur les roches du socle. Il y a bien quelques exceptions dans les péninsules du Sud-Ouest — sur la côte occidentale de Mull, d'Inch Kenneth à The Wilderness, et dans la moitié sud-ouest du Morvern — où le gneiss moinien est directement surmonté par les bancs de grès et de conglomérats du Trias. Mais dans l'ensemble, existe le plus souvent une puissante intercalation de sédiments détritiques anciens — Torridonien ou Dévonien suivant les cas — entre le socle et les minces couches triasiques. Il ne faut pas perdre de vue que la phase principale de destruction est ici postcalédonienne et non pas posthercyinienne. Aussi les fournitures de débris ont elles été assez limitées au Trias, comparativement à ce qu'elles avaient été auparavant et une bonne partie du matériel triasique n'est que le produit du remaniement des sédiments détritiques antérieurs (v. chapitre II). En bref, les « Vieux Grès » constituaient une couverture trop épaisse pour avoir été largement déblayée au Trias.

Avec un tel dispositif, la discordance infratriasique s'est naturellement inscrite le plus souvent dans les volumes sédimentaires et non dans le socle où elle aurait pu se conserver plus facilement. Aussi le défoncement de la surface prétriasique est-il la règle. Les chances qu'il y a de pouvoir la reconstituer sont généralement très minces. Certes, on peut toujours supposer qu'à l'intérieur, l'exhumation du socle était plus poussée que sur les bordures dès le Trias et que la surface prétriasique a pu remanier des éléments de topographie plus ancienne. Mais en l'absence de tout dépôt, cette hypothèse est gratuite. Compte tenu des données paléogéographiques dont nous disposons, elle apparaît même assez peu vraisemblable.

Il faut donc se résigner à n'étudier le rôle morphologique de la surface prétriasique que dans les régions marginales où la couverture de Trias a été préservée. Or cette conservation des sédiments est précisément le fait de déformations relativement tardives appartenant pour la plupart au Tertiaire. Parmi les éléments de surface prétriasique susceptibles d'être identifiés, on doit donc s'attendre logiquement à ne retrouver que des portions réduites et fortement redressées, vite recoupées par les aplanissements ultérieurs du Tertiaire.

C'est exactement ce qui s'observe dans les faits. Ne parlons pas de la région côtière bordée par le Moray Firth : toute tentative de reconstitution y est vaine, puisque le seul affleurement du Trias, celui de Golspie, est calé dans l'angle de faille qui limite le compartiment littoral affaissé. Mais sur la côte occidentale où les affleurements de Trias s'échelonnent, malgré leurs dimensions réduites, sur plus de 150 km, on ne rencontre nulle part de large vestige de la surface infratriasique. Dans le Sud-Est de Skye, les déformations qui affectent le Trias et les autres sédiments sont modérées, mais l'exhumation de la surface prétriasique est rendue impossible par la nature des faciès en présence : le Torridonien gréseux est souvent moins résistant que les brèches et

poudingues du Trias qui le surmontent. A Applecross, les conditions lithologiques sont plus favorables. Le Trias moins massif et moins homogène que le Torridonien du creux dans lequel il repose, a été dégagé localement en laissant apparaître un élément de topographie prétriasique. Cette dernière ne se prolonge toutefois que sur une distance très faible, tant le basculement qui l'a affecté a été prononcé. Quant au secteur nord-ouest de Rhum, il cumule, si l'on peut dire, les facteurs défavorables à l'exhumation de la surface prétriasique : en effet, d'une part les formations triasiques sont hétérogènes et parfois plus résistantes que les bancs de Torridonien sous-jacents; d'autre part les deux ensembles de terrains ont subi une vigoureuse déformation sous l'effet d'une flexure qui les fait plonger vers la côte.

Mull et les régions environnantes pourraient sembler plus favorisées à cet égard, puisque le Trias y recouvre directement le socle moinien. En réalité, les vestiges de couverture triasique qui sortent de dessous la carapace de basalte tertiaire sont très étroits et occupent sur le front de la cuesta périphérique une position généralement perchée, à mi-hauteur. Pareil dispositif implique évidemment un défoncement du socle et interdit toute reconstitution solide. Il faut semble-t-il mettre en cause non seulement le relèvement des bordures de la cuvette de cauldron-subsidence mais encore la nature du gneiss moinien dont le degré de métamorphisme est relativement peu élevé.

Si l'on veut s'en tenir aux seuls témoins authentifiés par la présence d'un lambeau de couverture à proximité, on doit reconnaître que la place tenue par la surface prétriasique dans le modelé nord-écossais est extrêmement modeste, presque négligeable.

Le problème de la surface infracénomanienne.

Si le Trias au faciès pourtant conglomératique et assez résistant a presqu'entièrement disparu du socle, *a fortiori* les autres sédiments mésozoïques plus meubles ne devaient-ils pas pouvoir se maintenir. Effectivement, ils ne subsistent qu'en affleurements étroits le long des bassins marginaux : en bordure du Moray Firth, et sur la côte ouest, en partie grâce à la carapace protectrice des basaltes tertiaires. Cette absence presque totale des sédiments jurassiques et crétacés est un sérieux handicap pour les reconstitutions morphologiques. Elle est d'autant plus grave qu'elle laisse le champ libre à plusieurs hypothèses.

En raison du caractère exceptionnel de la transgression marine du Crétacé supérieur, on a voulu sous l'influence de Davis notamment, faire d'un manteau continu de sédiments crétacés le point de départ de l'installation du réseau hydrographique et de l'évolution morphologique de l'Ecosse. En appliquant ainsi tel quel un concept né d'observations faites en Amérique et en Angleterre, on fait bon marché de la personnalité paléogéographique, géologique et morphologique de l'Ecosse. Toujours est-il que cette idée se retrouve exprimée de diverses façons par plusieurs auteurs : A. Bremner et D. Linton, pour ne citer que les plus marquants. Dans l'état actuel de nos connaissances, il est impossible de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse, puisque nous ignorons si l'absence de Crétacé sur le socle est le fait d'une érosion tertiaire ou si elle tient au contraire aux caractères mêmes de la sédimentation. Nous avons déjà largement discuté ce problème dans le chapitre II. Rappelons seulement que les données de la paléogéographie ne témoignent guère en faveur — c'est le moins qu'on puisse dire — de ce manteau présumé continu de sédiments par-dessus toute l'Ecosse du Nord.

Pourquoi faire appel au postulat d'une couverture crétacée sur le socle ? A. Bremner s'en explique clairement [69]. Il considère, contrairement à Mackinder, qu'une simple surface d'érosion basculée ne peut pas rendre compte de l'organisation « conséquente » du réseau hydrographique, car il faudrait une régularité des formes, une perfection d'ensemble peu compatibles avec ce qu'on obtient — pense-t-il — des processus d'érosion continentaux. Le manteau de craie en masquant les inégalités de la pénéplaine précrétacée a donc rendu possible par sa déformation globale la naissance d'un réseau conséquent. Cette position a le mérite d'être logique sinon convaincante. Elle appelle cependant des réserves et des remarques. Réserves, dans la mesure où les processus morphogénétiques des pays semi-arides sont parfaitement capables de créer des aplanissements très réguliers. Or il est certain, à en juger d'après les caractères des sédiments cénomaniens et sénoniens, que régnait à cette époque un climat aride en Ecosse du Nord (v. en particulier, E. Bailey [17], les observations du chapitre II, et le tableau VII, n° 5). Dans la mesure aussi où il est dangereux de raisonner à partir d'un état de choses présent pour l'appliquer au passé : en l'occurence en partant du modelé différencié actuel pour conclure à l'inégalité du socle au Crétacé. En tout cas, si l'on admet que la surface de base au Crétacé était irrégulière, il faut en bonne logique renoncer à vouloir y rattacher les éléments perchés de topographie très calme qu'on rencontre au cœur des Highlands à haute altitude, et qu'on aurait raisonnablement pu interpréter comme les vestiges du grand plan initial de déformation du bloc écossais. C'est probablement pour cette raison que D. Linton, après son étude des Cairngorms et des Grampiams [275], a jugé bon de faire de ces hauts plateaux et d'autres fragments massifs représentés ailleurs en Ecosse les restes d'une grande surface infracénomanienne (« subcenomanian surface ») très régulière, bombée asymétriquement durant le Tertiaire [277]. Mais du même coup, la présence d'une couverture continue de Crétacé supérieur admise également par Linton, cesse d'être nécessaire. Elle devient — serions-nous tenté de dire — « un luxe coûteux et inutile » puisqu'elle ajoute à une première hypothèse une seconde tout

aussi invérifiable. On peut d'ailleurs se demander si la période d'émersion matérialisée par la discordance du Crétacé supérieur sur le Jurassique supérieur était suffisante pour inscrire *dans le socle* une surface d'érosion aussi parfaite que le veut LINTON, car les topographies plus anciennes n'ont guère pu servir d'ébauches, si ce n'est localement. Une durée d'élaboration plus longue débordant sur le Crétacé supérieur et même sur l'Eocène semble beaucoup plus vraisemblable : en comprenant ces deux groupes d'étages, non seulement on ajoute quelques 40 à 50 millions d'années, ce qui n'est tout de même pas négligeable, mais on fait intervenir une période qui a bénéficié de climats arides puis semi-arides, donc de systèmes morphogénétiques particulièrement efficaces. LINTON tire argument du fait que les formations du Crétacé supérieur, bien que minces, se suivent sur de longues distances (de l'Irlande aux Hébrides internes) pour en déduire que les différences de relief sur la surface infracénomanienne étaient négligeables. C'est aller un peu vite en besogne semble-t-il. Une telle assertion demande à être confrontée avec les faits.

Si nous nous transportons sur le terrain choisi par LINTON lui-même, le Morvern et Mull, que constatons-nous ? Dans ce secteur qui est un des rares à avoir conservé des restes de couverture crétacée, l'exhumation de la surface infracénomanienne proprement dite n'est pas souvent possible. En effet, les sédiments du Crétacé supérieur ne reposent pas d'ordinaire directement sur le socle, mais sur d'autres couches sédimentaires qui, à l'exception des conglomérats de Trias, sont assez peu résistantes. En revanche, la disparition de la carapace protectrice de laves ayant entraîné presqu'automatiquement le nettoyage des sédiments sous-jacents et l'apparition du socle, nous disposons de nombreux petits éléments dérivés de la surface infracénomanienne, mais qui peuvent également être hérités parfois de la surface prétriasique. Comme le dégagement des sédiments avait commencé dès le début du Tertiaire, il arrive que les laves fossilisent directement le socle, de telle sorte que par exhumation apparaissent des fragments de topographie prébasaltique. Dans la réalité, ainsi que nous l'avons déjà remarqué, les trois surfaces prétriasique, infracénomanienne et infrabasaltique sont très proches l'une de l'autre. Le déblaiement de la couverture de sédiments et de laves rend, bien entendu, toute distinction impossible. Cette confusion n'est pas très grave dans la mesure où les plans sont très rapprochés. Au reste, ce qui importe dans cette discussion c'est l'inscription de la surface infracénomanienne dans le socle et non dans des sédiments, où elle n'a que fort peu de chances de se maintenir après le déblaiement des coulées de basalte. Au vu des vestiges conservés dans quelques coupes sous les laves (Gribun à Mull, par exemple) on peut très bien admettre avec LINTON que le plan d'érosion tronquait assez régulièrement les sédiments, sans étendre nécessairement cette conclusion au matériel du socle. Il est frappant de constater que tous les éléments réguliers de socle qui semblent sortir de dessous le basalte des buttes-témoins du Morvern font en réalité partie d'aplanissements tertiaires : ce ne sont pas, comme on pourrait se l'imaginer de prime abord, de simples portions d'exhumation d'une topographie calme prébasaltique, mais bien des fragments de socle sérieusement remodelés au cours des phases d'érosion tertiaires qui suivirent l'épanchement des laves. Que ce soit dans le Morvern, à Mull ou à Skye, l'irrégularité du socle fossilisé par les coulées de basalte semble être la règle. Des multiples observations que nous avons pu faire à ce sujet, il résulte que le contact entre les deux formations a souvent une allure onduleuse et parfois un profil franchement inégal. Certes, des déformations tectoniques — flexures ou failles liées ou non au volcanisme — sont quelquefois en cause, mais elles ne peuvent pas tout expliquer. Il est certain que dans bien des cas un relief différencié comportant des vallées amples et des interfluves marqués existait au moment des premières éruptions volcaniques à l'Eocène (le long du Sound of Mull et à proximité par exemple). On ne peut pas savoir en l'absence de restes de couverture crétacée si la topographie inégale réalisée ainsi dans le socle provient d'un simple défoncement d'une surface infracénomanienne qui avait atteint un haut degré de perfection, ou au contraire si elle dérive d'un modelé infracénomanien encore éloigné du stade de maturité. Dans la première hypothèse, quelques éléments d'interfluves plans devraient subsister. Or nulle part il ne nous a été donné d'observer un authentique fragment d'aplanissement tronquant le socle et fossilisé par du Crétacé Supérieur. Il faudrait donc admettre que le soubassement métamorphique a été complètement défoncé pendant le laps de temps séparant l'émersion danienne des premiers épanchements de basalte, ce qui est assez surprenant, ou alors que le nivellement était loin d'être complet au moment du dépôt du Cénomanien. Les faits ne laissent pas place à une autre interprétation.

Comment, dans de telles conditions, raccorder sans danger la base des sédiments crétacés, conservés aux Hébrides internes et dans le Morvern avec les vestiges de haute surface qui tronquent le socle de l'intérieur du Mainland vers 800-900 m d'altitude ? Il n'est nullement question de mettre en doute l'existence de ces larges témoins de surface mûre qui subsistent au cœur des Highlands et plus particulièrement dans les Grampian Mountains. Reconnue d'abord par PEACH et HORNE comme le « High Plateau » [338], puis par FLEET comme la surface principale (« Grampian Main Surface ») [145], elle a été confirmée par des auteurs allemands tels que LOUIS et SÖLCH [407] et ensuite par LINTON [275]. Bien que disséquée, cette surface n'est sans doute pas absente de l'Ecosse du Nord-Ouest et les témoins de « surface supérieure » que nous avons cartographiés en plusieurs endroits — notamment au B. Dearg et au B. Wyvis — lui appartiennent probablement. Dans le schéma imaginé par LINTON, ce n'est donc pas l'existence d'un aplanissement inscrit à haute altitude dans le socle des montagnes de l'intérieur qui est en cause — encore que son mode de restitution à partir de sommets étroits et éloignés les

uns des autres prête parfois à discussion — mais bien le raccord avec une topographie infracénomanienne dont on ne sait même pas si elle a jamais atteint le stade de maturité avancée dans le matériel métamorphique du soubassement. Dans le modelé actuel, on chercherait en vain les jalons permettant le raccord entre les secteurs côtiers du Minch et les montagnes du centre du Mainland. Linton lui-même ne les figure sur le profil de ses dessins que par des tiretés. C'est dire la part d'hypothèse que renferme sa reconstitution.

Personnellement nous préférons éviter cette opération hasardeuse et reconnaître qu'en l'absence de témoins sûrs recoupant les laves tertiaires, l'âge de la plus haute surface d'aplanissement conservée en Ecosse du Nord reste inconnu. Une longue élaboration ne prenant fin qu'au Paléocène ou même à l'Eocène nous semble en tout cas plus plausible que la datation infracénomanienne avancée par Linton sans preuves suffisamment convaincantes. Le brillant mais fragile échafaudage imaginé par Linton se heurte à trop de difficultés d'ordre structural et stratigraphique, comme le souligne encore récemment L. C. King [254], pour qu'on puisse l'adopter sans preuves nouvelles.

Quoiqu'il en soit, le bilan global que nous sommes désormais en mesure de dresser à partir de l'étude des topographies anciennes ne fait apparaître que des résultats assez minces. Des divers modelés inscrits dans le socle de l'Ecosse septentrionale antérieurement au Tertiaire, il ne reste somme toute que des témoins discontinus, distribués avec parcimonie. Dans le relief actuel, la part héritée des vieilles surfaces est bien faible au total. Pareille conclusion peut surprendre quand on sait la faiblesse des retouches opérées au Tertiaire dans certains massifs anciens : par exemple le bas Bocage Vendéen que vient d'analyser minutieusement M. Ters [429]. En réalité c'est l'ampleur des déformations tectoniques qui commande de semblables oppositions. Le bâti de Vendée remarquablement stable n'a que fort peu de points communs avec le socle d'Ecosse qui a connu au contraire de puissants mouvements d'exhaussement permettant à plusieurs aplanissements tertiaires de s'inscrire avec netteté dans le relief, tout en défigurant ou même en effaçant une grande partie des topographies plus anciennes.

2. — LES NIVEAUX D'APLANISSEMENT TERTIAIRES

(Planche VI)

a. Vue d'ensemble

Si l'absence de toute couverture sédimentaire cénozoïque et la rareté des dépôts corrélatifs rendent bien difficile la reconstitution des divers aplanissements tertiaires en Ecosse du Nord, l'existence d'une topographie étagée, résultant du découpage du modelé par plusieurs plans d'érosion ne saurait cependant être mise sérieusement en doute. Tout comme sur les autres socles d'Ecosse, d'Irlande ou du Pays de Galles, la présence d'éléments de plateaux indépendants de la structure s'impose à tout observateur impartial, et il faudrait pour la nier prétendre que tous ceux qui ont étudié la morphologie de ces régions ont été victimes d'une illusion collective... Autant nier l'évidence.

Mais la netteté de bon nombre de vestiges d'aplanissements ne nous autorise pas à être imprudent dans les reconstitutions. Il ne faut pas se dissimuler qu'en l'absence de dépôts superficiels, le raccord des fragments entre eux est des plus aléatoires. Aussi n'est-il pas superflu de s'entourer de sérieuses garanties dans ce genre d'essais, faute de quoi on risque d'aboutir à des résultats discutables. C'est en particulier ce qui s'est produit avec l'emploi des méthodes de corrélation systématique des altitudes. Ceux qui les ont utilisées sans agir avec discernement, sans prendre toutes les précautions nécessaires, n'ont fait qu'obtenir la confirmation de leurs idées préconçues. Quand S. E. Hollingworth s'appuyait sur les chiffres de fréquence des cotes obtenus au prix d'un gros travail statistique, pour déterminer les plans d'érosion successifs qui découpent plusieurs massifs anciens britanniques [217], il partait d'un véritable postulat : l'absence de tout gauchissement des niveaux. Avec une semblable méthode, des déformations éventuelles ne pouvaient pas apparaître et l'auteur se devait de conclure à une origine marine des surfaces... en raison de l'analogie des altitudes. Tout aussi dangereux est le procédé — fondé lui aussi sur un raisonnement *a priori* — qui consiste à partir des cotes sommitales de certains reliefs isolés pour démontrer l'existence d'un basculement d'ensemble qu'on avait en réalité admis auparavant de manière implicite. C'est ce qu'a fait D. Linton pour tracer les isohypses de la « surface fondamentale » de Grande-Bretagne (infracénomanienne) en utilisant les sommets les plus orientaux des montagnes les plus élevées [277].

Il est donc indispensable de ne pas se limiter à des procédés purement graphiques, mais d'avoir recours également dans une très large mesure au patient travail de reconnaissance sur le terrain. C'est ce que nous avons senti

la nécessité de faire, secteur par secteur, avant d'user des cartes et des coupes et au besoin du contrôle par les photos aériennes. L'expérience nous a montré que des grands plans inclinés à allure de glacis qui étaient parfaitement visibles dans le paysage, pouvaient passer inaperçus sur les meilleures cartes topographiques. Pourtant, la multiplication des précautions au cours d'observations que nous voulions vigilantes et objectives ne pouvait suffire à éliminer la part d'hypothèse que recèle nécessairement toute reconstitution de ce genre. Aussi la planche VI où sont reportés les principaux aplanissements tertiaires d'Ecosse du Nord ne doit-elle être considérée que comme un essai provisoire de cartographie susceptible d'être modifié, sinon dans ses grandes lignes, du moins dans ses détails, au fur et à mesure des progrès ultérieurs de la reconnaissance morphologique. Pour les régions situées au Sud d'une ligne joignant l'île de Skye au Loch Ness, nous avons préféré renoncer à toute tentative cartographique, non seulement parce que nous avons jugé insuffisante la densité de nos observations, mais aussi parce que la part des aplanissements dans le relief disséqué y est particulièrement faible. La seule exception concerne la péninsule du Morvern et Mull, où des conditions à nouveau plus favorables nous ont permis de dresser une carte *(fig. 137)*.

Quels sont les résultats essentiels qui se dégagent de l'ensemble des observations pratiquées en Ecosse du Nord ?

1) Grâce aux larges vestiges assez continus, inscrits dans les volumes rocheux des socles et des couvertures détritiques, il est relativement aisé de reconstituer trois aplanissements nettement distincts, présents côte à côte dans la plupart des secteurs à des altitudes faibles ou modérées qui ne varient en général que progressivement.

Le moins élevé qui est aussi le plus étendu et le mieux conservé des trois, a été désigné sous le terme de « niveau pliocène » dans notre analyse régionale. Il est représenté surtout par des bas plateaux côtiers et par de larges banquettes d'érosion accompagnant les principaux axes hydrographiques. Quelques résidus de paléosols sont conservés à sa surface.

Plus réduit, mais tout aussi net est l'aplanissement « écossais » qui le surmonte. Cette surface qui tronque à l'emporte-pièce des roches très variées par un plan d'érosion doucement incliné en général, est souvent limitée vers l'intérieur par un knick brutal extrêmement caractéristique.

La « surface intermédiaire » en dépit d'un âge plus reculé et d'une altitude plus forte, est encore magnifiquement conservée sur de grands fragments de plateau, notamment dans les basaltes tertiaires et les granites calédoniens.

2) Au-dessus de cette dernière surface, s'observent des restes réduits et difficiles à raccorder d'aplanissements plus anciens qui se groupent en deux séries distinctes. La série la plus haute se suit assez bien dans certains secteurs sous la forme d'étroits lambeaux de plateau perchés et surmontés parfois de quelques reliefs résiduels. Ailleurs elle est conjecturale et ne peut guère être reconstituée que grâce à la sub-égalité des sommets des montagnes voisines. Entre cette « surface supérieure » et la surface intermédiaire s'intercale quelquefois un palier d'érosion dont le rôle morphologique dans le modelé actuel est modeste à quelques exceptions locales près.

3) En l'absence de dépôts, l'âge de la surface supérieure conservée seulement dans un matériel de vieux socle, reste douteux. Néanmoins on peut, selon toute vraisemblance, lui attribuer une date d'élaboration éogène sinon plus tardive. Quant aux autres aplanissements, ils sont certainement tous les quatre tertiaires, puisqu'ils recoupent les coulées de basalte dans les presqu'îles et les îles volcaniques du Sud-Ouest.

4) La réalisation de cette topographie d'érosion étagée implique nécessairement un soulèvement saccadé d'une grande ampleur durant le Tertiaire, si l'on ne veut pas demander à la mer des déplacements énormes et invérifiables. Or on voit mal comment aurait pu s'effectuer un tel exhaussement sans des déformations et des cassures, même si l'on admet que les mouvements amples appartenaient à un style faiblement bousculé comparativement aux violents efforts qui avaient accompagné auparavant les éruptions volcaniques. Effectivement ces déformations existent. Dans certains secteurs marginaux, notamment en bordure du Minch, elles affectent tous les aplanissements, sauf le niveau pliocène pour lequel la pente peut être originelle et liée au réseau hydrographique. On le voit, la situation est sensiblement différente de ce qu'elle est dans d'autres massifs britanniques, au Pays de Galles par exemple, où H. Brown a montré récemment que les principales surfaces d'érosion datant de la fin du Tertiaire n'étaient pas déformées mais seulement disséquées [74 et 75]. C'est au niveau de la surface intermédiaire qu'on saisit le mieux les déformations : cet aplanissement est en effet suffisamment ancien pour avoir enregistré des mouvements importants, mais suffisamment bien conservé pour que sa continuité permette une reconstitution aisée. Aussi avons-nous porté sur la planche VI quelques courbes de niveau de la surface intermédiaire. Mais dans les régions marginales, notamment dans les péninsules d'Applecross et du Morvern, les îles de Skye et de Mull, les difficultés rencontrées dans la reconstitution — précisément en raison de l'importance de la tectonique tardive — étaient telles que nous avons préféré renoncer à cartographier les isohypses.

*

b. Les divers aplanissements

Les éléments isolés de surface supérieure.

A plusieurs reprises, l'analyse régionale nous a permis de remarquer que des montagnes gardaient dans leur partie sommitale les traces indiscutables d'un recoupement par un plan d'érosion. Or il se trouve que ces vestiges d'étendue réduite, mais parfois très nets, se situent à des altitudes qui ne varient que progressivement d'une région à l'autre. Tout porte donc à croire que les plus hauts fragments de plateau perchés qu'on rencontre sur les reliefs isolés de l'Ecosse septentrionale — en particulier au Nord de la latitude du Loch Gairloch et du Loch Cromarty — ne sont que les morceaux d'une seule et même surface d'érosion qui a été portée à une altitude plus ou moins forte suivant les lieux.

Dans toute la partie nord du Mainland, la parenté des formes est tellement évidente, les variations d'altitude sont si progressives que l'on éprouve assez peu de difficultés à raccorder les témoins entre eux, d'autant que les distances horizontales sont rarement excessives. Il est clair que l'élément de plateau qui recoupe les quartzites du Foinaven vers 750 m, le sommet calme qui tronque les grès torridoniens du B. More Coigach vers 700-730 m, les fragments de plateau d'érosion développés aux alentours du B. More Assynt dans un matériel varié (700-760 m), au B. Hope et au B. Hee dans les gneiss du Moinien (750 et 700 m), au B. Klibreck dans des schistes cristallins granitisés (750-800 m) faisaient partie d'un même ensemble qui a été tronçonné par les progrès de la dissection. Le plan d'érosion qui subsiste au sommet du B. Loyal devait appartenir à cette surface supérieure, en dépit d'une altitude un peu plus faible (670-700 m) qui peut très bien s'expliquer par une dégradation ultérieure dans les volumes de syénite sensibles à la décomposition chimique, ainsi qu'en témoigne la présence de tors.

L'existence d'une grande flexure traversant l'Ecosse d'Ouest en Est vers la latitude du Loch Broom et du Dornoch Firth a été enregistrée par la surface supérieure. En effet l'altitude des vestiges grimpe assez vite vers le Sud à partir de ce parallèle : autour d'An Teallach dans les grès torridoniens les fragments de plateau d'érosion sont encore à 750-820 m, mais un peu plus au Sud ils atteignent 850 m au B. a' Chlaidheimh; aux environs du B. Dearg de larges croupes de même origine mais développées dans les gneiss moiniens se situent vers 850 m; enfin le lourd sommet du B. Wyvis garde à 900-950 m la trace de l'aplanissement supérieur tronquant les schistes cristallins pélitiques.

Malgré la diversité des matériels dans lesquels ils sont sculptés, bien des témoins présentent entre eux une réelle parenté d'allure. Cette analogie de silhouette, ils la doivent essentiellement aux reliefs résiduels plus ou moins individualisés qui les surmontent. Dans des roches fort variées, on rencontre des formes qui ne sont pas fondamentalement différentes. Tantôt ce sont des pyramides à flancs raides : à An Teallach elle est triple, au B. More Assynt — Conival elle est double, au Meall nan Con (B. Klibreck) elle est simple; tantôt de lourdes coupoles comme au B. Wyvis ou au B. Dearg.

Dans les montagnes du Mainland méridional, la reconstitution de la surface supérieure s'avère beaucoup plus aléatoire en raison de la dissection poussée du relief. Certes, il est frappant de constater que de nombreux sommets se tiennent entre 900 et 950 m. Pareille concordance d'altitude ne peut pas être le fait du hasard ou encore la conséquence d'un simple recoupement des versants, car la densité du réseau hydrographique est variable. Il n'en reste pas moins vrai que l'étroitesse des crêtes, l'exiguïté des interfluves rendent les raccords particulièrement délicats et par voie de conséquence les reconstructions assez hypothétiques. On ne saurait cependant nier que sur certaines coupes traversant le Mainland, presque toutes les montagnes s'inscrivent dans un arc de cercle de très grand rayon. Ainsi le long d'une coupe orientée WNW-ESE et allant de Flowerdale Forest (au S du Loch Maree) à Erchless Forest (en arrière du Beauly Firth) l'altitude des sommets monte progressivement de 800 m à un peu plus de 950 m pour redescendre ensuite jusqu'à 850 m. Est-ce le signe d'un grand bombement d'allure transversale ? C'est probable. Mais il est évidemment impossible de l'affirmer en toute certitude.

Si une telle reconstruction se révélait exacte, elle ouvrirait d'intéressantes perspectives. Elle permettrait en particulier de faire de la surface supérieure le prolongement de la « Grampian main surface » reconnue par H. Fleet plus au Sud-Est [145]. Cette surface principale des Grampians, équivalent du « High Plateau » de Peach et Horne [338], est en effet largement conservée sous forme de plateaux massifs qui se tiennent vers 800-900 m en général et qui sont précisément dominés par des reliefs résiduels, notamment dans les Cairngorm Mountains. J. Sölch a confirmé l'existence de cette surface des Grampians [407 et 408]. D. Linton qui y voit l'héritage de sa « subcenomanian surface » estime qu'elle est fortement gauchie [277]. En revanche, il est bien difficile de dire si la surface supérieure correspond au haut plateau que Brown décrit vers 510-610 m dans le Pays de Galles [74]. La position perchée et la présence de quelques reliefs résiduels sont des éléments de ressemblance qui ne suffisent pas à étayer solidement une corrélation.

Si l'existence d'une surface supérieure réduite à l'état de fragments, peut difficilement être mise en doute l'âge de ce vieil aplanissement n'est sans doute pas près d'être élucidé. Aucun vestige clairement identifiable ne subsiste en effet dans les roches de la province volcanique tertiaire. On peut à la rigueur estimer que des éléments sommitaux de la montagne isolée du B. More of Mull (800-850 m) dérivent de la surface supérieure, mais en l'absence de preuves tangibles, l'affirmation reste douteuse. Dans les montagnes élevés de Skye, les traces d'aplanissement manquent. On en est donc réduit à des hypothèses.

Il faut tout d'abord remarquer que les amples déformations qui affectent la surface supérieure sont sans commune mesure avec les basculements prononcés dont ont été victimes les fragments de topographie prébasaltique visibles dans les Hébrides internes, notamment à Skye. Il y a donc de bonnes raisons de penser que l'élaboration de la surface supérieure s'est effectuée ou au moins poursuivie après les éruptions volcaniques du Tertiaire. En outre la grande régularité des vestiges plus apparente du reste sur les plateaux des Grampians que sur les tables perchées d'Ecosse du Nord-Ouest, incite à croire que le façonnement de l'aplanissement a demandé une longue durée et la présence de systèmes morphologiques très efficaces. Pourquoi dans ces conditions ne pas faire appel à une grande période qui aurait pu débuter dès le Crétacé supérieur sous climat aride pour les socles de l'intérieur du Mainland (à condition bien entendu qu'ils n'aient pas été masqués par une couverture continue de sédiments) pour s'achever au cours de l'Eogène en milieu tropical plus humide ? Cette explication qui n'est d'ailleurs pas entièrement nouvelle — elle a été retenue par L. C. King pour les massifs britanniques du Nord, par Brown pour le pays de Galles — aurait le mérite de replacer la réalisation de la surface supérieure dans un cadre paléogéographique admissible. Elle nous semble en tout cas la plus vraisemblable, ainsi que nous l'avons déjà noté plus haut.

Hauts paliers d'érosion et fragments perchés de haute surface.

Entre les étroits vestiges de la surface supérieure et les éléments de plateau plus larges de la surface intermédiaire, s'intercalent assez souvent de hauts paliers indépendants eux aussi de la structure. Les écarts d'altitude entre ces trois aplanissements — respectivement 140-150 m et 180-200 m en général — sont suffisamment constants, du moins à l'intérieur d'une région pour qu'il soit possible d'identifier les formes d'érosion, même en l'absence de l'un des niveaux. Quand la surface supérieure n'est plus représentée, il est donc logique de prendre comme équivalent de ces hauts paliers d'érosion les fragments de haute surface qui dominent directement l'aplanissement intermédiaire.

Simples paliers ou éléments perchés provenant du démantèlement d'une haute surface, ces témoins nous apprennent peu de choses nouvelles par rapport à ce que les vestiges de la surface supérieure nous avait enseigné. Comme eux, ils sont plus aisément reconnaissables dans la partie septentrionale de l'Ecosse qu'au Sud de la latitude du Loch Maree, où ils se contentent de marquer des interfluves étroits dans un relief profondément disséqué. En dépit d'un âge plus récent, ils ne jouent pas un rôle tellement plus important dans le modelé, sauf en quelques secteurs, notamment au cœur du Mainland où ils subsistent dans les formes calmes des plateaux de Freevater Forest et de Strathvaich Forest vers 650-720 m d'altitude environ.

Dans les témoins de ce haut aplanissement se retrouvent bien des traits qui caractérisaient déjà les vestiges de surface supérieure, tant sur le plan de la répartition géographique que sur celui des changements importants d'altitude qui trahissent les déformations. Dans le Nord du Mainland, jusqu'à la latitude du Loch Broom, les restes de l'aplanissement n'occupent qu'une place très limitée dans le paysage actuel : ce sont pour la plupart des replats disposés vers 530-570 m en bordure des principales montagnes du Nord-Ouest; B. Hope, B. Hee, B. More Assynt... Certains, malgré leur étendue modeste, sont néanmoins extrêmement schématiques : la table de Plàt Reidh (Foinaven) qui tronque par un plan très régulier les écailles de quartzite des charriages postcambriens par exemple.

Brusquement à partir des montagnes et des hauts plateaux de l'Easter Ross se fait sentir une augmentation d'altitude assez rapide qui traduit, ainsi que nous l'avons déjà remarqué pour la surface supérieure, la présence d'une grande flexure transversale orientée W-E. Comparativement aux témoins septentrionaux, le décalage d'altitude est de l'ordre de 50 à 80 m. Grâce à l'étendue et à la continuité des plateaux d'érosion dans cette région, il est possible de déceler en outre un bombement d'orientation grossièrement perpendiculaire, c'est-à-dire à axe subméridien ou NE-SW. A l'Ouest, les magnifiques lanières de l'ancien plateau gneissique très découpé de Fisherfield Forest s'élèvent doucement de 630 à 650 m. Mais plus au centre, dans Freevater Forest et Strathvaich Forest, il faut monter jusqu'à plus de 700 m par endroits pour retrouver les éléments de la haute surface en question. Par contre, au voisinage de la région côtière orientale, semble s'amorcer une timide descente (B. Tharsuinn : 660-670 m).

Pareil gauchissement n'est plus aussi nettement visible dans les montagnes méridionales. Quant à l'augmentation d'altitude en direction du Sud, elle ne paraît guère se poursuivre sur une très longue distance. En tout cas si elle continue d'exister, elle prend une valeur bien plus faible, autant qu'on puisse en juger d'après des témoins

souvent douteux parce que trop réduits. Dans Glencannich Forest, un des secteurs où les lambeaux de plateaux d'érosion sont les mieux conservés, les altitudes sont comprises entre 700 et 750 m au maximum.

En réalité, l'intérêt de cette haute surface réside moins dans la place qu'elle occupe encore parmi les éléments composant le modelé présent que dans les possibilités de datation relative qu'elle nous offre. On pouvait à la rigueur discuter de l'âge tertiaire de la surface supérieure. Pour l'aplanissement qui est en contrebas, ce n'est plus possible, puisqu'il y a recoupement en plusieurs endroits des séries volcaniques tertiaires des Hébrides internes ou des presqu'îles avoisinantes.

A Skye, il faut le reconnaître, la démonstration n'est pas très convaincante. Les montagnes du centre du complexe volcanique n'ont pas gardé de traces indiscutables d'aplanissements antérieurs à la surface intermédiaire. Nous ne disposons donc que du méplat étroit qui biseaute vers 600 m le front de la cuesta de basalte de Trotternish dans le Nord de l'île. C'est peu. Certes on peut invoquer la similitude frappante de position et d'altitude entre ces témoins et ceux qui tronquent les séries gréseuses torridoniennes des montagnes de la partie orientale de Skye (B. Aslak, B. na Gréine, etc.). Mais le raccord avec les aplanissements du Mainland s'avère très délicat, en raison des mouvements qui ont agité jusqu'à une époque tardive ce secteur instable : à Applecross où le recoupement des sédiments permet de déceler plus facilement les plans d'érosion, il est certain que des paliers non structuraux, compris entre 610 et 640 m sont basculés.

En revanche, à Mull et dans la péninsule voisine du Morvern, on ne rencontre pas les mêmes difficultés et le doute n'est plus permis. En bordure des plateaux de laves du Morvern, sont heureusement préservées vers 530-560 m de longues lanières rigides qui permettent la reconstitution aisée d'un plateau d'érosion tronquant à la fois les granites et les gneiss du socle et les basaltes de certaines buttes-témoins (B. Iadain). Aucune confusion n'est possible avec la surface intermédiaire qui est largement représentée en contrebas. Les mêmes aplanissements se retrouvent à une altitude un peu plus forte, mais séparés par une dénivellation voisine, dans la partie centrale de Mull. La haute surface qui monte parfois jusqu'à 630-640 m, est nettement plus démantelée que dans le Morvern, mais elle reste reconnaissable en maints endroits et recoupe indubitablement les racines intrusives du grand volcan tertiaire.

La présence de la haute surface dans le Morvern et juqu'au cœur du complexe volcanique de Mull est d'une importance capitale. Elle prouve, en effet, sans la moindre ambiguïté, que dès l'époque où se réalisait cet aplanissement, furent nivelés non seulement les volumes périphériques de basalte épanchés précocement, mais encore les racines intrusives mises en place bien plus tardivement et qui durent, pour être victimes de l'érosion, être soumises à un puissant mouvement d'exhaussement. Comme le volcanisme écossais n'a pris fin qu'à l'Eocène supérieur au plus tôt et peut-être bien après, au cours de l'Oligo-Miocène, on ne peut raisonnablement assigner à cette haute surface un âge antérieur au milieu du Tertiaire.

La surface intermédiaire.

Encore si largement conservée dans le modelé écossais, la surface intermédiaire nous apporte par sa présence un irrécusable témoignage de l'existence d'une phase majeure d'érosion ponctuant l'évolution géomorphologique du Tertiaire. Cette étape fondamentale est matérialisée dans presque tous les secteurs par un plan d'érosion net, facile à jalonner grâce à des fragments de plateau plus ou moins tabulaires recoupant des roches variées à des altitudes comprises d'ordinaire entre 375 et 500 m.

Cette surface d'aplanissement a déjà été repérée semble-t-il sur plusieurs massifs des Iles britanniques. Dans les Grampian Mountains, H. Fleet la dénomme « inférieure » (« Grampian lower surface ») par opposition à la surface principale, bien qu'elle occupe une position perchée relativement aux niveaux d'érosion représentés le long des vallées [145]. En réalité, compte tenu du large éventail d'altitudes (430 à 600 m) dont fait état Fleet dans une seule région, on est en droit de penser que sa « Grampian lower surface » correspond non seulement à notre surface intermédiaire, mais encore au palier d'érosion qui la surmonte. Sölch confirme l'existence d'un aplanissement vers 500-600 m, mais il estime quant à lui que l'altitude ne se maintient pas vers le Nord; elle ne serait plus qu'à 450 m aux environs du Loch Shin, 350-400 m dans le Caithness [407].

En Irlande orientale, V. B. Proudfoot signale également qu'une période majeure de planation a laissé dans le modelé des montagnes de Mourne, des traces évidentes vers 425-440 m [351]. Mais il sépare de cette surface un aplanissement un peu moins élevé, à 380-395 m, tout en reconnaissant que la distinction n'est pas aisée. Pour que cette vue soit valable, il faudrait que les deux aplanissements soient présents côte à côte de manière indiscutable. En Ecosse du Nord, ce n'est pas le cas, et en remettant en cause l'unité de la surface intermédiaire on risquerait de multiplier abusivement le nombre des aplanissements.

Dans le pays de Galles, Brown décrit aussi une « pénéplaine moyenne », qui est peut-être l'équivalent de notre surface intermédiaire [74].

L'étude régionale de l'Ecosse septentrionale nous a donné maintes fois l'occasion de parler de la surface intermédiaire, d'analyser sa répartition, ses caractères, tout en faisant quelques allusions à son origine possible.

Il est nécessaire désormais de reprendre le problème dans son ensemble, en tirant les principales conclusions que nous pouvons résumer en six points :

1) Bien que présents dans presque tous les secteurs, les vestiges de surface intermédiaire sont très inégalement conservés suivant les lieux.

Dans la plupart des régions qui bordent le Minch et la mer des Hébrides, les témoins sont réduits, en raison principalement de la dissection du relief. Pourtant l'unité de l'ancien plan d'érosion est indéniable, en dépit d'une assez grande variété de dispositifs. Qu'il s'agisse des restes épars, perchés au sommet des vieux blocs basculés du Parph dans le Lewisien, des croupes onduleuses recoupant les structures charriées du district d'Assynt, des lourdes échines taillées au pied du B. More Coigach dans les grès torridoniens ou encore des tables installées dans les granito-gneiss de Harris et du SW de Lewis, l'appartenance à un seul et même aplanissement demeure évidente. Si les déformations tardives qui ont affecté les ensembles plus méridionaux rendent parfois les reconstitutions délicates, notamment dans les blocs basculés d'Applecross et sur la cuesta de basalte de Trotternish, certaines lanières étroites, résidus de plateau d'érosion, ont suffisamment de continuité pour qu'on puisse entreprendre valablement ce genre de reconstruction dans des secteurs aussi mobiles que le Morvern et Mull.

Sur les plateaux qui longent la Mer du Nord, la dissection moins avancée en général a permis à la surface intermédiaire de garder des témoins de superficie plus grande et partant plus faciles à jalonner, malgré les gauchissements.

Mais c'est sans conteste dans les vastes étendues calmes des plateaux de l'intérieur en particulier au N de la latitude du Loch Maree que se rencontrent les lambeaux les plus larges et les plus caractéristiques, hérités de la surface intermédiaire. Un peu comme sur le pourtour des Grampians, mais bien mieux que n'importe où ailleurs en Ecosse septentrionale, se suivent sans difficultés les traces de l'aplanissement sur ces formes massives et peu retouchées par l'érosion linéaire.

2) Le nivellement opéré par la surface intermédiaire ne fut pas aussi général que celui de la surface supérieure. En effet, en cartographiant les témoins, on constate que leur répartition sans être vraiment marginale n'en respecte pas moins les ensembles montagneux les plus importants. Ainsi tout le groupe montagneux du Centre-Sud ne porte pas de vestiges sûrs et semble avoir échappé à l'aplanissement en question pourtant bien représenté sur les pourtours. Si la surface intermédiaire pénètre jusqu'au cœur du complexe intrusif de Mull en épargnant seulement quelques chapelets de montagnes, en revanche à Skye, elle garde une localisation bordière sur les plateaux de basalte et ne pénètre guère dans les montagnes du centre du volcan.

Pour rendre compte de ce mode de répartition, il faut nécessairement admettre qu'un bonne part des volumes montagneux était déjà mise en place au moment où l'aplanissement était en voie d'élaboration.

A Skye, les roches intrusives qui composent le cœur du complexe volcanique étaient à cette époque en grande partie dégagées de leur épais manteau de laves, le façonnement de l'aplanissement ayant lui-même contribué à la mise à jour des racines du volcan.

3) Toutefois la position perchée de la surface intermédiaire implique évidemment le prolongement ultérieur des efforts de soulèvement dans des régions aussi variées que les Hébrides internes, le Mainland et même les Orcades et les Hébrides externes.

Pareils mouvements n'ont pas pu s'effectuer sans des déformations sensibles. Or la cartographie soignée de l'aplanissement fait précisément apparaître des variations d'altitude plus ou moins progressives, mais le plus souvent faciles à suivre.

Ces gauchissements ne semblent pas avoir tous le même âge ou du moins avoir continué partout jusqu'à la même époque.

Ainsi grâce aux larges vestiges très réguliers de plateau d'érosion conservés dans les gneiss moiniens (Inverlael Forest ou Strathvaich Forest) ou dans les vieux gneiss œillés (environs du Càrn Chuinneag : Diebidale Forest), on peut affirmer que le centre du Mainland a été affecté par une vaste surélévation transversale — celle-là même qui a déformé les surfaces plus anciennes — accompagnée d'une grande flexure d'orientation W-E et responsable de la montée de la surface intermédiaire jusqu'à des altitudes supérieures à 600 m (*carte hors-texte VI*, courbes de niveau). Il est probable qu'un mouvement inverse a provoqué un peu plus au Sud la naissance d'un ensellement doux, point de départ de la formation du bassin du centre du Ross-Shire. Mais ces amples déformations n'ont pas dû se poursuivre tardivement, puisqu'au voisinage du Cromarty Firth et du Dornoch Firth le plongement rapide de la surface intermédiaire vers le Nord-Est conduit les témoins au niveau de la surface écossaise plus récente, de sorte que toute distinction entre les deux aplanissements devient impossible dans ce secteur.

Par contre, en certains points de la côte occidentale et notamment dans les Hébrides internes volcaniques ou à proximité, les mouvements se sont poursuivis plus tard et de manière plus vigoureuse au point de rendre la cartographie de détail des courbes de niveau assez aléatoire (1). A Applecross, des basculements accompagnés de failles ont dérangé des restes d'aplanissement élaborés postérieurement à la surface intermédiaire. Mais c'est surtout à Mull et aux environs qu'on saisit clairement le sens des déformations et leur âge relatif. Nous avons vu, en effet, que les beaux fragments de plateau en lanières, hérités de la surface intermédiaire avaient subi un bombement en dôme caractérisé, de telle manière que leurs altitudes de 380-400 m à la périphérie se trouvaient portées jusqu'à 500-520 m dans le centre de l'île. Comme le mouvement a affecté conjointement des vestiges de surface écossaise sur la bordure sud de Mull, il est clair qu'il date d'une époque tardive, postérieure en tous cas à ce dernier aplanissement.

4) Les liens étroits qui unissent la surface intermédiaire aux caractères lithologiques du socle méritent d'être soulignés, car ils sont riches d'enseignements.

En premier lieu, il faut rappeler que les beaux fragments de plateau hérités de l'aplanissement sont souvent sculptés dans des granites ou dans des roches granitoïdes. Cette « prédilection » marquée ne peut pas être le fait du hasard, car elle se retrouve en maints endroits. Parmi les exemples les plus caractéristiques, retenons la magnifique table des Knockfin Heights, modèle du genre, recoupant vers 400-425 m des vieux granites d'injection; le plateau de B. Armine Forest presqu'aussi régulier, installé à 450-500 m dans les migmatites; les plateaux d'Easter Ross mordant à la fois sur les gneiss œillés du Càrn Chuinneag et plus à l'Est sur un batholite de granite calédonien. Il faudrait également citer les éléments conservés dans les granito-gneiss des Hébrides externes, les morceaux de plateau recoupant le batholite granitique du Morvern et surtout les splendides lambeaux tronquant le massif de granite d'Helmsdale.

Dans tous ces secteurs, la surface intermédiaire est à la fois largement représentée et bien conservée sous forme de fragments de plateau très réguliers dans l'ensemble, unis dans le détail. Semblables caractères sont à mettre en rapport avec le matériel granitique, favorable à la réalisation d'aplanissements poussés grâce à son altérabilité, mais encore à la conservation des formes d'érosion, en raison de sa massivité et par conséquent de sa résistance à l'érosion linéaire. La dégradation superficielle qui est très certainement intervenue ne peut guère affecter la régularité originelle d'ensemble.

D'autres roches, en revanche, se sont montrées très rebelles au nivellement par la surface intermédiaire. Les gabbros massifs du centre de Skye et les barres de quartzites de Langwell Forest (Caithness méridional) ont à peu près totalement échappé à l'aplanissement qui ne s'aventure guère en dehors des limites des roches plus altérables affleurant à la périphérie.

Il est clair par conséquent que l'extension de la surface intermédiaire a été conditionnée par la lithologie du socle, et spécialement par l'altérabilité du matériel. On doit donc logiquement attribuer à cet aplanissement une origine continentale, et rapporter son élaboration de préférence à un système morphogénétique où les actions chimiques n'étaient pas négligeables. c'est-à-dire suffisamment humide. Le climat tropical à saisons marquées, milieu dans lequel collaborent étroitement les processus de désagrégation chimique et les phases de planation par déblaiement des altérites, serait assez à même de rendre compte des caractères de l'aplanissement, à condition, bien entendu, qu'il puisse s'intégrer dans la chronologie paléoclimatique (v. plus loin § 6).

5) Dans bien des régions de bordure, où les reprises d'érosion ont abouti à une mise en valeur de la structure, la surface intermédiaire a joué dans l'évolution morphologique le rôle de « surface de démarrage ». Dans l'individualisation de la grande cuesta de basalte de Trotternish (Skye), c'est elle qui marque le point de départ. Son défoncement inaugure le début de l'exploitation du cœur intrusif de Rhum et la première apparition du relief volcano-appalachien du centre de Mull. A elle encore, il appartient de servir de plan de référence pour le paysage structural du Morvern. Quant à la bande de plateaux longeant le Moray Firth, elle a gardé trop de traces non équivoques de recoupement par cette surface dans les matériaux les plus résistants des conglomérats de Vieux-Grès-Rouge et des gneiss moiniens pour qu'on puisse émettre un doute sur la place marginale qu'il faut assigner à la surface intermédiaire dans le dégagement de l'ossature structurale du relief.

Il importe toutefois de bien préciser dès maintenant que la mise en valeur de la structure consécutive au défoncement de la surface intermédiaire n'était qu'une simple ébauche assez grossière. Il faudra attendre la dissection d'aplanissements plus récents pour que toute la richesse du potentiel structural soit pleinement exploitée.

6) Compte tenu de tous les éléments que nous venons de rassembler dans les paragraphes précédents, nous ne pouvons pas assigner à la surface intermédiaire un âge trop ancien.

(1) Sur la carte hors-texte VI, seules ont été figurées les déformations d'ensemble du Mainland. Dans les Hébrides internes volcaniques et dans les régions avoisinantes il était plus honnête — vu l'absence de repères précis — de renoncer à cartographier les différences d'altitude de la surface intermédiaire plus ou moins chahutée.

Au moment où s'est élaboré cet aplanissement, il fallait, en effet, que dans les régions volcaniques les noyaux intrusifs soient déjà dégagés, après avoir été partiellement nivelés par une autre surface plus ancienne, dont nous avons vu qu'elle devait dater au plus tôt du milieu du Tertiaire. Il fallait en outre que sur le Mainland, le socle soit en grande partie débarrassé de sa couverture sédimentaire, puisque la surface intermédiaire, inscrite parfois dans un plan d'altitude inférieure à la base des buttes-témoins de Vieux-Grès-Rouge, est tributaire dans ses caractères et son extension des diffférences de matériels qui composent le soubassement cristallin ou métamorphique.

Mais il ne faut pas négliger pour autant certaines exigences inverses. N'oublions pas que deux aplanissements ont été réalisés après le façonnement de la surface intermédiaire. L'un d'eux, très régulier (la surface écossaise) a demandé pour son élaboration un laps de temps assez important. Quant au dernier, il a lui-même subi un défoncement en de nombreux endroits.

Faute de pouvoir dater avec précision la surface intermédiaire, on peut estimer qu'il est raisonnable de lui attribuer un âge compris entre la fin de l'Oligocène et le milieu du Miocène. Le climat tropical qui devait encore probablement régner à cette époque en Europe occidentale [v. par ex. Derruau 124], répondrait en tout cas assez bien aux conditions du milieu exigées par quelques caractères de l'aplanissement.

La surface écossaise.

L'aplanissement que nous avons dénommé faute de mieux « écossais », afin de ne pas préjuger de son âge ou de son origine, a une répartition plus marginale que la surface intermédiaire sur laquelle il a mordu. Mais il n'a pas pour autant une très grande extension, car il est lui-même bordé par un niveau plus récent dont l'ampleur est bien supérieure : le niveau pliocène.

Pourtant, cette surface écossaise mérite bien plus qu'une simple mention, parce qu'elle marque de son empreinte originale et vigoureuse le modelé de maint secteur, parce qu'elle jalonne une étape importante de l'évolution morphologique.

Avant de discuter les problèmes de datation et d'élaboration, il est bon de rappeler *les principaux caractères* de cet aplanissement.

Topographiquement, les témoins se présentent le plus souvent sous forme de replats nets ou même de banquettes sculptés à l'emporte-pièce dans les roches les plus variées, à une altitude d'environ 300 m. Parfois cependant s'ajoutent à ces formes de belles lanières d'interfluve ou encore des fragments de plateau plus vastes d'allure tabulaire.

La caractéristique essentielle réside sans conteste dans la présence d'une limite interne brutale — un véritable knick avons-nous dit à plusieurs reprises — qui permet à la surface écossaise de souligner fortement la bordure des montagnes ou des hauts plateaux. Il suffit de comparer les cartes hors-texte IV et VI pour constater que l'aplanissement est généralement bordé par un authentique front montagneux facile à suivre en dépit de son dessin en plan sinueux et festonné. Rares sont les régions qui font exception : les Hébrides externes, la partie méridionale du Mainland central et dans une certaine mesure Mull où la limite est plus floue. Presque partout ailleurs des lambeaux de bas plateaux d'érosion cernent au plus près les abrupts qui conduisent aux montagnes ou à des plateaux plus élevés. La pente longitudinale de l'aplanissement au pied de la montagne est d'ordinaire assez forte (4° dans le gneiss lewisien au Suilven, 3-4° dans le Torridonien entre les deux lochs Broom etc.) au point de donner parfois à la terminaison interne l'allure d'un glacis (ex. : celui qui tronque les micaschistes en bordure du Scaraben, avec une pente d'environ 4 %). Mais les versants qui font suite sont suffisamment raides pour que le contact soit brusque et accompagné souvent d'un angle matérialisant la cassure du profil. Les valeurs d'ensemble des pentes situées en arrière sont en effet couramment comprises entre 20 et 26° : ainsi le front des « montagnes-éperons » qui s'échelonnent du Foinaven au B. Stack est taillé dans le gneiss lewisien suivant un angle d'environ 25°. Naturellement les parois individuelles peuvent avoir des valeurs bien supérieures (Suilven : 70°), surtout si elles ont été raidies par le gel au Quaternaire. La rançon de cette action de gélivation quaternaire est d'avoir libéré des éboulis qui masquent quelquefois par leur talus l'angle de base (au Stac Pollaidh par ex.), quand le nettoyage des glaciers a été insuffisant.

Il résulte de la présence de ce knick une évidente parenté entre des reliefs sculptés pourtant dans des roches très différentes les unes des autres. Dans des régions aussi variées que le Caithness méridional, le Sutherland du Nord, la région côtière nord-ouest, les Hébrides internes, mais qui bénéficient toutes d'un modelé aéré, la surface écossaise a abouti par son développement à isoler toute une série de buttes à flancs raides qui évoquent irrésistiblement des inselbergs ou des inselgebirge. Ces reliefs résiduels qui émergent des bas plateaux du Nord et du Nord-Est, nous les trouvons sculptés aussi bien dans les quartzites (Scaraben) que dans le Vieux-Grès-Rouge (Morvern, Maiden Pap, B. Griam), les syénites (B. Loyal) ou même le gneiss moinien (B. Hope). A l'Ouest, le knick peut être taillé dans le gneiss lewisien (buttes d'Assynt) ou bien dans la couverture

détritique torridonienne (buttes du Coigach) sans que les formes diffèrent fondamentalement. Quant aux Hébrides volcaniques, elles ont aussi — à l'exception de Mull — leurs inselbergs caractéristiques, individualisés aux dépens des volumes d'épanchement basaltique (Tables de Macleod à Skye, Fionchra à Rhum) ou encore des masses intrusives dégagées par l'érosion (Dùn Caan à Raasay et Sgùrr of Eigg). Dans cette grande famille de buttes résiduelles, il n'est pas surprenant d'observer des nuances individuelles en rapport avec la structure. Ce qui reste remarquable c'est la parenté des formes sur des distances aussi grandes, dans des matériels aussi variés, quelle que soit l'exposition.

Ce serait une erreur de croire que la surface écossaise est cantonnée sur les pourtours de l'Ecosse septentrionale. Au moins au Nord de la latitude du Loch Fannich, elle pénètre souvent à l'intérieur du Mainland, pour s'épanouir dans de grandes cuvettes ou même dans des bassins plus ou moins bien adaptés à la structure. Ce mode de localisation original, qui constitue, au même titre que le knick de bordure, un caractère essentiel de l'aplanissement, est surtout représenté dans les régions septentrionales les plus basses qui précisément lui doivent en grande partie leur aspect aéré. Tout se passe donc comme si les mouvements de déformation de la surface intermédiaire avaient conditionné l'importance de la pénétration de l'aplanissement qui a suivi. Ce dernier en soulignant par une limite brutale W-E la terminaison des hauts plateaux d'Easter Ross, a largement contribué à accentuer le rôle morphologique joué par la grande flexure transversale d'Ecosse septentrionale.

Il est à remarquer que ces bassins et cuvettes dont le fond est souvent défoncé, mais dont l'unité apparaît bien au niveau des témoins de la surface écossaise, montrent assez souvent, grâce à leurs contours fermement dessinés, d'allure grossièrement elliptique, un isolement qui confine presqu'à l'indépendance en raison de l'étroitesse de leur débouché vers l'extérieur. Un des plus beaux exemples dans ce domaine est fourni par la cuvette du Loch Naver, qui garde non seulement sur ses bordures mais en son sein toute une série de vestiges de l'aplanissement écossais, entre 280 et 310 m. Cernée de toutes parts ou presque par de puissants inselbergs d'origine variée, structurale ou non (B. Hee, B. Hope, B. Loyal, B. Klibreck, les deux B. Griam...), elle ne communique avec les régions côtières que par des étranglements dont certains sont d'ailleurs d'âge tardif, postérieur à l'élaboration de la surface écossaise. Le bassin du Loch Shin est de dimensions beaucoup plus vastes, mais il est largement ouvert en direction des régions bordières du Moray Firth. Par contre, celui du centre du Ross-shire au cœur duquel subsistent de beaux témoins de la surface écossaise dans les gneiss œillés ou les gneiss ordinaires, est presque fermé, ne disposant que d'un passage étroit vers le Sud-Est.

Plus au Sud, les cuvettes ont une taille bien plus réduite, et un modelé moins caractéristique où la netteté des bordures s'estompe. Parmi les quelques exemples observables dans ces régions montagneuses, rares sont ceux qui ont gardé d'indiscutables restes de l'aplanissement écossais. On ne peut guère citer que la petite cuvette bordant le Glen Moriston du côté nord et celle qui enveloppe Strontian et ses environs.

Comparativement à la surface intermédiaire, l'aplanissement écossais a été assez peu déformé. Il faut toutefois signaler qu'un plongement sensible se fait sentir en direction des Orcades, en admettant que les corrélations établies entre le Mainland et l'archipel soient exactes. Les témoins représentés aux Orcades ne dépassent guère en effet, 180-200 m d'altitude, alors que sur le Mainland écossais ils montent couramment jusqu'à 300 m. Les plus rapprochés — ceux de Langwell Forest (Caithness du Sud) — sont encore à 260-280 m en général.

Quoiqu'il en soit, il est certain que dans les Hébrides internes volcaniques et dans quelques péninsules avoisinantes, des mouvements sensibles se sont produits après le façonnement de la surface écossaise. A Applecross, des éléments très réguliers, basculés vers le Nord, sont redressés jusqu'à 340 et même 360 m d'altitude. A Skye, il y a sans doute en un gauchissement tardif par exhaussement de la partie centrale de l'île. Ce type de bombement est bien marqué à Mull, où il affecte la forme d'un dôme matérialisé dans la partie sud par la double série de vestiges des surfaces intermédiaire et écossaise. A Rhum, le plongement périphérique prend l'allure d'une flexure. Quant à la partie occidentale d'Ardnamurchan, autant qu'on puisse en juger d'après les quelques témoins exigus d'aplanissement écossais, elle semble avoir subi après coup un mouvement d'inclinaison vers l'Ouest.

Bien entendu pour déceler toutes ces déformations, il n'a été tenu compte que des fortes différences d'altitude, incompatibles avec celles qu'on pourrait obtenir d'un aplanissement à pente longitudinale prononcée dès l'origine.

Il est assez aisé, grâce aux nombreux vestiges répartis dans presque toutes les régions, de retrouver la place que tient la surface écossaise dans l'évolution morphologique d'ensemble. Bien plus que la surface intermédiaire, l'aplanissement écossais s'est montré dans son extension, tributaire des différences lithologiques du matériel. Certes la mise en valeur de la structure n'en était qu'à ses débuts; elle n'aboutit le plus souvent qu'à une simple ébauche du modelé structural qui se développera par la suite. Mais on ne saurait pour autant tenir pour négligeable ce début d'adaptation.

Dans le Morvern par exemple, l'aplanissement écossais s'insinue entre le massif granitique du B. Mheadhoin et les plateaux de gneiss situés plus à l'Ouest en utilisant un couloir de roches plus altérables (granodiorites). A Skye, l'aplanissement bien développé dans les basaltes périphériques, épargne les volumes intrusifs de gabbro, tout en mordant largement sur les granites tertiaires au Nord-Est et au Sud-Est. A Rhum, le recoupement des séries sédimentaires du pourtour de l'île aboutit à la mise en valeur de la faille circulaire qui limite les roches volcaniques du centre. Le long du Moray Firth, fréquents sont les exemples d'individualisation de bourrelets de conglomérats dévoniens, grâce au nivellement du socle au voisinage. Enfin dans Langwell Forest (Caithness), il est clair que la surface écossaise en recoupant les micaschistes ou les grès a contribué grandement à donner à la barre de quartzites du Scaraben sa fière stature visible encore aujourd'hui. A cette liste déjà longue et qu'on pourrait étendre sans peine, il conviendrait d'ajouter les nombreux « härtlings » qui sont compris dans les reliefs résiduels énumérés plus haut.

Cette exploitation encore timide de la structure ne s'est pas faite de façon anarchique ou désordonnée : elle s'est organisée en cuvettes ou en bassins, ainsi que nous l'avons vu. En bien des endroits, la surface écossaise par la répartition de ses témoins préfigurait l'emplacement de grandes vallées actuelles. C'est typique dans le Morvern où elle s'étendait au pied de la cuesta de basalte, mais c'est également visible dans d'autres secteurs, notamment au centre, le long des vallées du Loch Shin, du Strath Oykell, du Glen Moriston; à l'Est, en bordure du Strath of Kildonan et surtout de la riv. Brora.

Toutefois nous sommes encore bien loin de la fidèle adaptation à la structure que montrent les témoins du niveau pliocène en contrebas, le long des principaux talwegs. La surface écossaise s'est encore bien souvent contentée de fournir un simple point de départ à l'individualisation des reliefs structuraux. C'est elle qui a servi de plan initial pour la mise en valeur des reliefs appalachiens de l'Est de Gairloch (à l'exception de quelques crêtes) et d'Ord-Tokavaig (Skye); elle aussi qui a joué le rôle de surface de démarrage pour l'évidement de l'alvéole de Langwell-Rogart, pour le dégagement du modelé structural du Sud-Est de Skye (volcanique ou non), de l'île d'Eigg, de l'île principale des Orcades etc.

En schématisant un peu, on pourrait dire que l'étape matérialisée par la surface écossaise marque la fin des grands aplanissements du milieu du Tertiaire, le début des recoupements plus localisés, liés davantage à la structure.

Si l'existence même de la surface écossaise ne peut pas être sérieusement mise en doute, en revanche il reste à discuter deux problèmes délicats étroitement liés : *le mode d'élaboration et l'âge.*

Les divers auteurs qui se sont penchés sur le problème des aplanissements en Ecosse n'ont guère été loquaces à ce sujet et certains sont même restés complètements muets. On peut considérer, avec vraisemblance, que notre « surface écossaise » est l'équivalent — du moins dans ses grandes lignes — de ce que Peach et Horne dénomment « Intermediate Plateau » (230-300 m), Fleet « valley benches » dans les Grampians (200-300 m), et Ogilvie « Upper peneplain » dans les Lowlands. Mais aucun de ces auteurs n'a précisé les processus de façonnement. Les corrélations avec les régions plus lointaines sont évidemment plus douteuses. Il n'est pas prouvé que la « pénéplaine inférieure » décrite vers 240-300 m au Pays de Galles par Brown, ou la fameuse « pénéplaine d'Irlande du Sud » de A. Miller (240 m) soient le prolongement de la surface écossaise. D'ailleurs l'origine de ces aplanissements reste l'objet de controverses [v. à ce sujet, A. Guilcher 196]. Dans un pareil domaine, la littérature ne peut donc apporter qu'un faible secours, et il vaut mieux se tourner objectivement vers les faits, en retenant les caractères de l'aplanissement qui ont été analysés plus haut.

En premier lieu, il faut tout de suite remarquer que les formes créées par le développement de la surface écossaise sur ses bordures sont en déséquilibre flagrant avec le milieu froid de l'époque glaciaire et même avec le climat frais et humide qui règne maintenant et qui a dû régner au Quarternaire ancien. La présence des chapeaux gréseux relativement gélifs et parfois friables sur de hautes buttes dont la base est taillée dans les gneiss du socle (Suilven, etc.) est un exemple criant de cette inadaptation.

Le système morphogénétique qui rendrait le mieux compte des formes et notamment du knick en bordure, de la pente longitudinale assez accusée, de la régularité du plan d'érosion dans les matériaux qui ne sont pas trop altérables pour avoir subi une dégradation ultérieure, de la localisation en bassins presque fermés, serait certainement le système d'érosion qu'on rencontre dans les pays semi-arides ou dans les pays tropicaux à saison sèche accusée (climat de savane). Mais cette hypothèse, pour plausible qu'elle soit, se heurte cependant à une redoutable difficulté (1) : comment des reliefs nécessairement anciens — il faut sans doute remonter jusqu'au Pontien pour rencontrer les conditions climatiques voulues — auraient-ils pu conserver leurs pentes raides originelles sans qu'intervienne au Pliocène et au Quaternaire une puissante dégradation conduisant à l'oblitération progressive des formes caractéristiques ? Certes le système morphogénétique du Quaternaire froid a eu plutôt pour effet de raidir les versants ou du moins de leur garder leur profil redressé en les faisant

(1) C'est à M. P. Birot que nous devons de formuler clairement cette critique.

simplement reculer. Mais on ne peut tout de même pas lui demander d'être à l'origine d'un rafraîchissement systématique des anciens knicks, car il s'est surtout montré efficace dans la partie supérieure des versants. D'ailleurs pendant toute la durée de la période qui a précédé l'arrivée des glaciers, l'humidification progressive du climat aurait dû aboutir à un abaissement des versants et à la substitution d'un modelé tempéré à l'ancien modelé de type tropical.

Si l'on veut échapper à cette objection qui ne manque pas de poids, on ne peut guère émettre qu'une seule hypothèse de rechange : faire de la surface écossaise une plate-forme d'abrasion marine du Quaternaire ancien et interpréter l'abrupt qui la limite comme une falaise morte. L'idée est séduisante au premier abord, mais elle soulève de si graves difficultés, qu'elle n'est guère soutenable :

1) Les bordures des montagnes, les flancs des inselbergs tout en étant raides, sont loin d'avoir la fraîcheur des falaises du Quaternaire ancien qu'on rencontre dans les Hébrides internes du Sud, notamment sur les côtes ouest de Mull et aux Treshnish Islands. D'ailleurs l'ampleur des dénivellations topographiques est sans commune mesure dans les deux types d'accidents. En outre, la plate-forme de base n'a pas la régularité d'une surface d'abrasion marine : elle est onduleuse dans le détail et montre souvent une pente assez marquée vers l'extérieur.

2) L'aplanissement n'est pas seulement représenté dans les régions côtières : il pénètre profondément dans des bassins et des cuvettes parfois presque fermés. Or l'abrupt-limite se retrouve aussi bien du côté interne que du côté externe. De plus, la netteté de la rupture de pente ne semble guère dépendre de l'exposition et des beaux knicks s'observent suivant des orientations variées. De semblables caractères cadrent mal avec ce qu'on attendrait de formes d'origine marine.

3) Aucun dépôt de galets n'a été retrouvé sur la surface en question. On est en droit de s'étonner de cette absence, quand on sait que les glaciers n'ont déblayé que partiellement les altérites préglaciaires des plateaux et même des vallées. Si l'on recule l'âge de l'aplanissement, on atténue sensiblement la difficulté.

4) En attribuant à la surface écossaise un âge quaternaire, on se condamne à voir dans ses déformations le résultat de mouvements très tardifs et extrêmement rapides. Rapporter l'exhaussement d'ensemble qui a porté la surface à 300 m et les gauchissements plus localisés qui se sont produits sur les marges, à la période plus longue et plus ancienne du Pliocène, est d'autant plus vraisemblable que des mouvements de cette époque ont été décelés dans d'autres massifs d'Europe du Nord-Ouest et des Iles Britanniques en particulier.

5) Les exemples d'adaptation à la lithologie du socle se comprennent mal dans un système d'érosion purement mécanique comme celui des vagues. Le façonnement d'un aplanissement continental est bien plus à même de rendre compte de l'exploitation des variétés de roches altérables.

6) Enfin, si l'on date la surface écossaise du Quaternaire ancien, on est obligé de rapporter l'élaboration du niveau d'érosion situé en contrebas à une période interglaciaire, ce qui soulève de nouvelles difficultés.

Toutes ces raisons sont suffisantes pour faire de l'abandon de la seconde hypothèse une nécessité. Inéluctablement nous sommes donc ramenés à notre première idée : celle qui consiste à voir dans l'aplanissement écossais le fruit d'un nivellement effectué sous climat de savane ou sous climat semi-aride, à une époque nécessairement plus reculée, peut-être pontienne.

Les difficultés rencontrées dans la persistance des paléoformes ne sont peut-être pas insurmontables. On peut très bien concevoir, en effet, que dans un climat humide les pentes raides continuent de bénéficier d'une immunité, en raison de la sécheresse relative de leur microclimat. N'est ce point ce qu'on observe actuellement sur mainte paroi rocheuse ? (v. chapitre I). Il est significatif que les régions montagneuses méridionales, de beaucoup les plus arrosées, soient précisément celles qui ont le moins bien conservé leur knick d'origine : Mull et le Centre du Mainland méridional. En outre, il convient de noter que le matériel du socle est en général assez favorable au maintien de l'ancien modelé. Dans le bassin de calcaires et de dolomies d'Inchnadamph, non seulement l'abrupt bordier a disparu, mais l'aplanissement écossais défoncé de près de 70 m par endroits, est quelquefois méconnaissable.

Bien entendu, la question de l'âge de la surface écossaise est étroitement liée au problème des paléoclimats du Néogène, problème qui déborde de beaucoup le cadre régional de l'Ecosse et même de l'Europe du Nord-Ouest. La datation pontienne n'est admissible que dans la mesure où le climat de l'époque reste à cette latitude assez chaud sans être trop sec. Il faut en effet rendre compte des phénomènes d'altération différentielle et de la naissance des härtlings. Or les avis à ce sujet sont partagés. Si Jessen, Louis et plus récemment J. Büdel [77] n'ont pas hésité à étendre aux régions de moyenne latitude les mécanismes de pédiplanation pendant le Néogène, M. Derruau en revanche émet de sérieuses réserves sur le caractère tropical du climat en Europe occidentale durant la seconde moitié du Tertiaire [124]. Le débat reste donc ouvert. Personnellement, nous estimons que les caractères de l'aplanissement écossais sont trop originaux pour qu'on puisse les expliquer autrement que par des processus de planation latérale dans un matériel inégalement altéré. Le milieu climatique qui a régné à la fin du Miocène et que tous les auteurs s'accordent à considérer comme nettement plus chaud que le

climat actuel, était-il encore en mesure de permettre un façonnement aussi particulier du modelé ? C'est là toute la question.

Le niveau pliocène.

Dans toutes les régions au relief ouvert, aéré par de larges vallées, se retrouve la marque évidente d'un nivellement opéré à basse altitude : d'ordinaire entre 90 et 180 m.

Cet aplanissement qui est le dernier de la famille des grands plans d'érosion tertiaires, possède, outre son altitude faible, *des caractères* qui permettent de l'identifier avec aisance.

En premier lieu, il se distingue par son extension et sa continuité. Elaboré tardivement et de ce fait peu soulevé et peu déformé, il se développe sur de larges superficies qui sont sans commune mesure avec celles des autres surfaces.

Suivant les lieux cependant, il a échappé plus ou moins aux reprises d'érosion. Aussi peut-il se présenter sous des formes diverses dans le modelé actuel. Tantôt il est magnifiquement figuré par un bas plateau massif et tabulaire, dont la régularité d'ensemble est encore accrue par la présence d'un manteau de moraine recouvert de tourbe : au Caithness et sur le plateau côtier du Mainland septentrional. Tantôt il ne subsiste plus que sur les sommets plats d'une multitude de croupes rocheuses, alignées suivant le même plan : région côtière du Nord-Ouest. Ces différences de dissection s'expliquent par la combinaison de plusieurs facteurs, parmi lesquels il faut retenir :

1) l'organisation du réseau hydrographique. C'est moins la densité des cours d'eau qui est en jeu que la direction de l'écoulement et l'ampleur de l'enfoncement évidemment liées en partie à la présence ou à l'absence d'un front montagneux à proximité. L'admirable perfection qui caractérise les grandes bandes de bas plateaux gréseux, recoupant les séries ondulées du Dévonien de la région de Beauly-Cromarty, ne tient pas seulement à la porosité du matériel et à la densité hydrographique médiocre, mais aussi au dispositif longitudinal des grands axes subparallèles SW-NE, peu propice au défoncement du niveau d'aplanissement. Inversement les nombreuses rivières courtes mais rapides qui sont issues des montagnes de la région côtière du Nord-Ouest, ont réussi à découper le plateau de bordure du North Minch en un dédale de collines et de chicots rocheux que les glaciers ont exagéré plus tard en le transformant en un modelé de « knobs and lochans ». Dans des roches analogues de gneiss lewisien, la grande table qui constitue la plus grande part de l'île de Lewis (Hébrides externes) est restée très massive et beaucoup plus proche du plan d'érosion initial, car elle ne possède que des cours d'eau autochtones très réduits;

2) la vigueur de l'érosion glaciaire, plus accusée à l'Ouest du Mainland qu'à l'Est, au Sud qu'au Nord;

3) la nature du matériel dans lequel est taillé l'aplanissement. Il est évident que certaines roches sont plus favorables que d'autres au maintien des formes d'érosion moins à cause de leur résistance à l'érosion linéaire qu'en raison de leur homogénéité : les volumes de Vieux Granite du Mainland septentrional ou même les séries gréseuses dévoniennes du Caithness ont mieux conservé les traces de l'aplanissement pliocène que les gneiss lewisiens fissiles et hétérogènes, riches en plans de discontinuité et en intrusions mineures, qu'on rencontre dans la région du Nord-Ouest. Quant aux sédiments secondaires peu consolidés qui bordent le Moray Firth, ils ont été victimes d'un défoncement d'origine probablement marine qui a fait presqu'entièrement disparaître tout reste du niveau d'érosion, en lui substituant une plaine littorale basse.

Les régions les moins atteintes par la dissection montrent parfois de larges vestiges du plan d'érosion tronquant indifféremment les roches variées : à Lewis, le socle gneissique et les séries gréseuses de la péninsule d'Eye; dans le Caithness les granites des anciens complexes d'injection et les bancs du Vieux-Grès-Rouge; dans le Nord du Mainland le gneiss moinien, les vieux granites et les migmatites etc. Mais on ne saurait pour autant considérer l'aplanissement pliocène comme une surface de démarrage général, car l'exploitation de la structure a commencé bien avant dans la plupart des secteurs et les reliefs résiduels qui parsèment ces bas plateaux sont d'ailleurs pour la plupart des « härtlings ».

Nombreux sont les exemples d'adaptation du niveau d'érosion aux variations manifestées par la lithologie. D'une manière générale, les limites internes sont d'autant plus nettes que les contrastes entre matériels sont plus accusés. Ainsi dans le gneiss à peu près homogène du bassin du Loch Shin, le niveau pliocène n'est qu'une forme de dégradation de la surface écossaise et le passage de l'un à l'autre se fait progressivement. Il en est de même en arrière de Beauly ou de Dingwall dans les grès du Dévonien. Par contre dans ce dernier secteur dès qu'apparaissent les conglomérats, l'aplanissement inférieur prend une bordure nette. En maints endroits, le modelé structural gagne plus en netteté à la présence du niveau pliocène qu'il n'y perd du fait du recoupement de plusieurs catégories de roches. C'est grâce à cet aplanissement que l'évidement des calcaires du fossé de Durness et du bassin du Loch Urigill est schématique; que les sédiments torridoniens et cambriens des bordures du Loch Kishorn sont mis en creux par rapport au socle, que le relief appalachien de Gairloch est parfois si net. Les cuvettes d'érosion différentielle du Loch Naver, du Strath of Kildonan inférieur et surtout de Langwell-Rogart et de Strontian doivent au niveau en question leurs formes simples tributaires des différences pétro-

graphiques du socle. Mais c'est sans aucun doute dans les régions volcaniques basses qu'on saisit le mieux l'influence de l'aplanissement pliocène dans la mise en valeur de la structure. A Rhum, il utilise les affleurements de gabbro et de péridotite pour se développer le long du Glen Harris : son extension est indiscutablement conditionnée par la lithologie. A l'extrémité occidentale d'Ardnamurchan, il s'insinue dans la cuvette d'Achnaha-Glendrian, au cœur du troisième appareil volcanique en profitant de la présence de roches relativement altérables. Sur les plateaux du Sud-Est de Skye se retrouvent également les marques d'un travail d'adaptation à la structure, dont la responsabilité incombe au niveau pliocène.

Tous ces exemples ne doivent cependant pas nous faire oublier que l'exploitation des contrastes lithologiques s'est poursuivie après la dissection de l'aplanissement et dans une certaine mesure *grâce* à son défoncement. Nous aurons l'occasion d'examiner cette question un peu plus loin, mais d'ores et déjà retenons que le niveau pliocène a pu servir localement de nouveau point de départ dans l'évolution morphologique : par exemple aux environs du Loch Don (Mull) où un relief appalachien s'est développé après coup, par le découpage du plateau d'érosion.

En bref, il est logique de considérer l'aplanissement inférieur comme une étape de la mise en valeur de la structure.

On peut sans graves inconvénients ramener la position et la localisation du niveau pliocène dans le paysage des divers secteurs à deux types entre lesquels existe rarement une solution de continuité pouvant remettre en cause l'unité du plan d'érosion.

1) La plupart des larges vallées encaissées qui débouchent sur les plateaux côtiers sont fidèlement accompagnées par un cortège de banquettes d'érosion plus ou moins vastes, mais généralement sculptées distinctement. Ce dispositif très caractéristique du niveau pliocène se retrouve dans des régions aussi variées que le Parph, Assynt, la périphérie de Skye, Mull et le Morvern, etc. donc au milieu de modelés fort divers, parmi des roches très différentes. Ces témoins de niveau pliocène qui suivent les vallées ont une largeur variable et forment une gamme allant du simple replat d'érosion, large de quelques centaines de mètres au véritable fragment de bas plateau de plusieurs kilomètres. Les pentes, tant longitudinale que transversale, ne sont pas toujours négligeables : si à l'amont le niveau remonte couramment jusqu'à 180 et 200 m, à l'aval il se raccorde bien souvent au plateau côtier à des altitudes qui sont plutôt de l'ordre de 100-130 m. Dans ces conditions, il n'est pas très commode de déceler d'éventuelles déformations, car l'inclinaison peut être en partie originelle.

2) Les plateaux réguliers qui prolongent les banquettes dans les régions côtières ont une altitude plus basse dans l'ensemble. Mais les différences d'altitude qui les séparent peuvent avoir des significations variées. En certains cas, une altitude anormalement basse peut provenir d'une dégradation dans un matériel peu apte au maintien de l'aplanissement : les calcaires du fossé de Durness par exemple qui descendent jusqu'à 50 m seulement en bordure de la mer. En d'autres cas, les variations de hauteur au-dessus du niveau marin à l'échelle d'une région ou de l'Ecosse du Nord dans son ensemble, peuvent être interprétées comme les indices d'un léger gauchissement. Il semble plausible d'admettre qu'un plongement doux s'effectue en direction du Nord-Est : aux Orcades le niveau n'est qu'à 65-90 m, sur la côte nord du Mainland à 80-100 m seulement. Vers les Hébrides externes la chose est moins sûre (70-130 m à Lewis, 80-110 m à South Uist). Par contre on comprend mal la rapide descente qui affecte l'aplanissement à Mull (de 120 à 70 m sur la périphérie) sans faire intervenir un bombement. Toutefois ces interprétations qui s'appuient sur un nombre insuffisant de faits doivent pour le moment rester de simples hypothèses. Les variations *brusques* d'altitude qui affectent apparemment le niveau pliocène à Applecross, dans le fossé transversal de Lewis ou au voisinage du compartiment de Braigh-nam-bâgh (South Harris) trahissent peut-être le rejeu de quelques grandes failles. Mais ces mouvements tardifs, en dépit de leur caractère vraisemblable, restent à démontrer.

L'origine et l'âge du niveau d'aplanissement inférieur sont des problèmes qui ne sont pas complètement résolus. Mais, à la différence des autres surfaces, les éléments dont nous disposons sont suffisamment précis, les témoignages suffisamment concordants, pour qu'il soit possible de donner un début de réponse à ces questions.

Vu la répartition marginale de l'aplanissement, sa régularité d'ensemble, sa localisation sous forme de plateaux côtiers, on est naturellement tenté de lui attribuer une origine marine. Mais ces indices ne sont pas en eux-mêmes des preuves très convaincantes et il faut reconnaître qu'en Ecosse du Nord proprement dite les faits concrets manquent qui permettraient d'étayer cette supposition. Nulle part nous ne rencontrons les traces continues d'un ancien littoral qui pourrait être l'équivalent du vieux rivage repéré vers 180-200 m par H. Brown au Pays de Galles et dans les régions avoisinantes [74 et 75]. Il y a bien çà et là, en bordure immédiate de la côte, quelques grandes encoches qui s'expliquent beaucoup mieux par l'action érosive des vagues que par un système d'érosion continentale : ainsi la banquette littorale de Coldbackie (Tongue) taillée vers 70 m dans les conglomérats dévoniens. Mais les processus responsables de ces formes d'érosion ne rendent pas nécessairement compte de l'élaboration d'ensemble du niveau.

LEGENDE

1
2
3
4
5

0 25 50 km

7°
6°
58°

Butt of Lewis
LEWIS
Broad Bay
NORTH MINCH
Enard Bay
Loch Ericort
L. Shell
SOUND OF SHIANT
SOUTH HARRIS
SCALPAY
SOUND OF HARRIS
Rudha Hunish
NORTH UIST
L. Eport
LITTLE MINCH
Loch Snizort
SKYE
RONA
BENBECULA
RAASAY
INNER SOUND
SOUTH UIST
Loch Bracadale
SCALPAY
Loch Eynort
Loch Kishorn
L. Carron
Loch Alsh
L. Duich
L. Eishort
Little Loch Broom
Loch Maree
Loch Torridon
500

CARTE HORS-TEXTE VI. — *Les s*
1 : Eléments isolés de surface supérieure (a
réduits et plus douteux). 2 : Hauts paliers d'é
3 : Surface intermédiaire (courbes de niveau
saise ». 5 : N

5°

4°

Cap Wrath

Dunnet Hd

400

Loch Eriboll

CAITHNESS

500

L. More

Loch Naver

ddrachillis Bay

SUTHERLAND

Assynt

Loch Shin

58°

600

Dornoch Firth

MORAY FIRTH

3°

?

CROMARTY

Cromarty Firth

Beauly Firth

ORCADES

L. Monar

SCAPA FLOW

398

Loch Ness

SOUTH RONALSAY

5°

3°

A. G. MW del

s d'aplanissement tertiaires.
l de la latitude du Loch Maree, ils sont
et fragments perchés d'une haute surface.
tres dans le Mainland). 4 : « Surface écos-
pliocène.

Dans l'état actuel de nos connaissances, nous pouvons simplement dire que la mer a très probablement envahi les plateaux côtiers d'érosion en Ecosse du Nord, au moins une fois, sinon à plusieurs reprises. Cette affirmation s'appuie sur la présence de dépôts marins à plus de 100 m d'altitude, dans les bas plateaux de l'Ecosse centre-orientale. Le gisement d'argile à coquilles marines repéré depuis longtemps à Clava, à une dizaine de kilomètres à l'E d'Inverness, pose un problème, car il est situé à 150 m d'altitude [J. Horne, 225]. Le matériel recouvert par un manteau de moraine de fond, contient, outre des galets, des coquillages bien conservés, dépourvue de stries et appartenant à une faune froide (mais non pas arctique). Il s'agit donc d'un dépôt qui n'a pas subi de transport par la glace et qui a été mis en place soit au Préglaciaire, soit à la fin d'un interglaciaire. Quant aux accumulations de débris qui reposent sur les plateaux de Buchan (Aberdeen-shire) perchées vers 105-120 m d'altitude, elles sont plus étendues, mais d'âge moins nettement caractérisé. Notons cependant tout de suite qu'elles se localisent dans un des rares secteurs d'Ecosse ayant échappé à l'expansion glaciaire néowürmienne de grande envergure, baptisée « Scottish Readvance » (15 000 ans avant J. C. = « Highland Glaciation » de J. K. Charlesworth). Ce sont des amas comprenant principalement des galets de quartzite bien roulés, des graviers et du sable quartzeux, accessoirement des argiles. J. S. Flett considérait ces dépôts comme marins et leur attribuait un âge préglaciaire, en raison de l'absence de toute strie sur les galets et de l'existence en plusieurs endroits d'une couverture de moraine de fond. Cette explication reprise dans le Mémoire du Geological Survey [H. H. Read, 361] nous semble assez plausible. Elle s'accorde avec les observations que nous avons tenu à faire dans quelques points du secteur de Buchan. A titre d'exemple, nous pouvons retenir la croupe boisée qui culmine à plus de 120 m, à 1,5 km-2 km au Nord-Est de Fyvie. Les coupes montrent d'imposantes accumulations de galets de quartzite et de quartz qui évoquent d'anciens cordons de plage épais d'au moins 3-4 m. Si l'homométrie n'est pas très poussée, la taille des galets ne dépasse cependant que rarement 20 cm et se place d'ordinaire entre 2 et 4 cm. Compte tenu de la lithologie, l'émoussé est fort, l'aplatissement assez net. Il est certain que le haut de la formation a été soumis aux actions d'un milieu périglaciaire, car la présence d'une matrice limono-argileuse s'accompagne souvent de belles guirlandes de pierres sur un mètre d'épaisseur. Ce climat sévère est vraisemblablement celui qui a sévi pendant les épisodes glaciaires néowürmiens puisque le secteur n'a pas été recouvert par la glace après le Newer Drift (Würm). Les galets altérés qui ne sont pas rares, ont été évidemment les plus sensibles au gel et sont souvent cassés. Cette altération partielle du matériel qui peut rendre certains galets friables, semble indiquer que l'âge du dépôt est assez reculé : interglaciaire ou peut-être même préglaciaire.

En résumé, nous possédons quelques preuves du stationnement de la mer dans des secteurs qui sont maintenant situés entre 100 et 160 m au-dessus du niveau marin actuel. C'est dire qu'une bonne partie des plateaux côtiers de l'Ecosse du Nord a dû être envahie, même si l'on considère que les Grampians et leurs environs ont bénéficié du soulèvement maximal. Mais cette trangression dont il resterait d'ailleurs à prouver de manière irréfutable qu'elle est bien préglaciaire, n'a sans doute pas duré bien longtemps, puisqu'elle n'a pas laissé dans le modelé d'empreinte clairement visible. Les glaciers auraient pu défigurer les formes, mais n'auraient pas effacé toute trace. La mer s'est vraisemblablement borné à retoucher les marges d'un relief continental préexistant en développant dans les matériaux les plus favorables quelques plaines littorales étroites, comme celle de Golspie-Helmsdale, le long du Moray Firth.

D'une évolution de l'aplanissement en milieu continental nous avons, en revanche, plusieurs témoignages concordants qui nous renseignent non seulement sur la nature du système morphogénétique responsable des formes, mais encore, par voie de conséquence, sur son âge.

En effet, en plusieurs points de la région nord-occidentale, subsistent à la surface du bas plateau côtier, des paléosols rouges conservés dans les creux et les fissures des calcaires dolomitiques cambriens. Cet enduit argileux rouge-vif qui sert de roche-mère pour le sol brun-ocre qui le surmonte, se retrouve avec les mêmes caractères et dans des positions analogues en bordure du fossé de Durness, aux environs d'Inchadamph, et le long du loch Kishorn, c'est-à-dire sur 135 km de distance en latitude (1). Or ces résidus d'un vieux sol qui pouvait déjà être discontinu à l'origine, livrent une fraction d'argile dont l'analyse aux rayons X se révèle très intéressante (tableau VIII). Elle nous indique en particulier que le pourcentage d'illite est dominant et que la proportion non négligeable de kaolinite a semble-t-il tendance à augmenter vers les horizons les plus argileux, les plus éloignés de la roche-mère calcaro-dolomitique [177]. Dans un tel ensemble de caractéristiques, on reconnaît bien des traits originaux des *terra rossa* méditerranéennes, en grande partie reliques et formées sous un climat un peu plus chaud, et surtout plus arrosé (du moins pendant la saison humide) que le climat actuel de la Méditerranée. Il fallait en effet, que soient assurées tour à tour la libération du fer et sa fixation par le double mécanisme de l'hydrolyse et de rubéfaction (2).

(1) Les sols reliques de couleur rouge repérés sur les granodiorites pourries du N de l'Irlande par V. B. Proudfoot [352] sont peut-être homologues des paléosols écossais. Toujours est-il qu'on les trouve vers 210-240 m d'altitude, sur les épaulements des vallées.

(2) La présence d'oxydes rouges pectisés irréversiblement requiert des conditions soit humides et chaudes soit alternativement sèches et humides. Bien des auteurs sont formels à ce sujet [K. C. Dunham, 133].

De ce témoignage capital apporté par les paléosols, il convient de rapprocher certaines indications concernant la position respective de différentes roches dans le modelé. Nous avons vu qu'à Skye sur les plateaux du Sud-Est et surtout au Nord des Red Hills, le calcaire pouvait curieusement dominer des variétés de granite tertiaire à biotite. Or ce dispositif qui ne se conçoit guère en dehors d'un milieu climatique de type méditerranéen est précisément hérité d'une période de défoncement de la surface écossaise, donc contemporaine de l'élaboration du niveau inférieur ou immédiatement antérieure à son façonnement.

Reste à savoir quel âge il faut attribuer à cette période qui a joui d'un climat méditerranéen à saisons contrastées. Grâce à des analyses chimiques et des études d'argile opérées sur le « ferretto » rouge de l'Italie du Nord, P. Gabert a montré récemment que le climat du grand interglaciaire Mindel/Riss était de type subtropical humide au Sud des Alpes [152]. Sans vouloir en aucune manière remettre en cause ce résultat, nous sommes obligés de reconnaître qu'une datation interglaciaire des paléosols rouges du Nord de l'Ecosse et par conséquent de l'aplanissement qui les supporte se heurte à des impossibilités majeures :

1) A la latitude de l'Ecosse septentrionale, les interglaciaires n'ont pas été assez longs et assez chauds pour permettre à l'évolution pédologique d'acquérir les caractères décrits plus haut.

2) Le défoncement du niveau d'aplanissement inférieur qui s'est accompagné de la formation d'épaisses altérites requiert, comme nous allons le voir, une longue durée et des climats frais et humides bien différents de ceux du milieu méditerranéen. Comment pourrait-on réussir à replacer dans des interglaciaires même longs toute la gamme climatique variée que supposent ces changements ?

Il est beaucoup plus logique et plus vraisemblable de rapporter la période « méditerranéenne » en question au Pliocène moyen, en l'intercalant entre le Pontien plus sec et plus chaud et le Villafranchien au climat humide et frais. Quant à l'imperfection du nettoyage glaciaire qu'implique le maintien de formations fragiles elle se poserait de toute façon avec une datation interglaciaire. Au reste, elle ne constitue pas une difficulté, si l'on en juge d'après les restes d'altérites meubles qui sont demeurées dans des positions bien plus exposées au balayage des glaciers.

La mise en valeur de la structure à laquelle avait largement contribué le niveau pliocène, s'est poursuivie grâce au *défoncement de l'aplanissement* par des vallées.

Or des témoignages concordants fournis par les altérites de régions aussi diverses que les Hébrides externes, la région côtière du Nord-Ouest, le Centre du Mainland, les Hébrides internes volcaniques nous montrent que la dissection du niveau pliocène s'est effectuée durant une longue période, dans un milieu climatique humide et relativement frais.

Sur les versants de maintes vallées subsistent en effet, en dépit du passage répété de la glace, des masses de roches pourries épaisses de plusieurs mètres et recouvertes d'un manteau morainique. La diversité des positions ne fait que matérialiser les différences de creusement, elles-mêmes liées aux conditions topographiques et lithologiques locales. Dans le district d'Assynt, les altérites reposent sur un plateau de gneiss lewisien à peine défoncé. Dans le socle moinien des environs d'Achentoul l'enfoncement des vallées est déjà un peu plus accusé. En bordure du Loch Eport (North Uist) et du Loch Carloway (Lewis) le démantèlement de l'aplanissement dans les gneiss de bordure est plus prononcé encore. Mais il atteint des proportions supérieures dans les roches volcaniques tertiaires, notamment à Skye et Rhum où de profondes gorges recoupent les volumes basiques et ultra-basiques des plateaux de la périphérie.

Il est frappant de constater que, malgré la variété des roches-mères, les complexes d'altération offrent bien des similitudes dans la composition de leur fraction argileuse, ainsi que le révèlent des analyses aux rayons X — (Tableau VIII) — L'illite représentée dans tous les échantillons domine le plus souvent. Elle dérive, avec la chlorite qui naturellement est fréquente, de l'altération des minéraux phylliteux de la roche-mère. La vermiculite est abondante. La montmorillonite plus rare, ne prend d'importance que dans les échantillons dont l'altération peut remonter — compte tenu de leur position — à un passé plus lointain. Ces caractères, à l'exception du dernier, répondent très bien aux données que fournissent d'ordinaire les altérations de type podzolique, sous climat humide et frais. Si l'on prend en considération l'épaisseur des altérites — couramment plusieurs mètres, parfois plus de 10 m — on est amené nécessairement pour comprendre leur formation à faire appel à une durée dont la longueur excède de beaucoup celle qu'on peut raisonnablement attribuer aux interglaciaires les plus longs. Le Pliocène supérieur et le Villafranchien marqués dans toute l'Europe occidentale par un net rafraîchissement du climat et accompagnés précisément en quelques endroits de paléosols à tendance podzolique recouvrent une période qui mieux que toute autre, serait à même de cadrer avec les faits d'observation.

Dans les matériaux particulièrement vulnérables, au sein desquels l'altération préglaciaire put préparer de profonds alvéoles de crypto-décomposition, la dissection ne réussit pas toujours à progresser au même rythme que la désagrégation des roches. Ainsi naquit par endroits un modelé d'érosion différentielle en puissance qui n'était que partiellement révélé par le creusement des cours d'eau avant l'arrivée des glaciers. Il fallut toute la vigueur du rapide travail d'incision des eaux de fonte pour qu'apparaisse l'importance de la décomposition en profondeur. De tels alvéoles sciés par des gorges se rencontrent à Rhum le long du Glen Duian et aux

alentours du Loch Long dans les péridotites, à Ardnamurchan vers Camphouse dans les basaltes pour ne citer que les exemples les plus caractéristiques. Il est à remarquer que dans tous ces cas, le plongement vers l'axe des talwegs de la couverture morainique de fond cantonnée à la moitié supérieure des gorges, montre que la dissection du niveau pliocène amorcée avant l'invasion glaciaire, s'est amplement poursuivie au Quaternaire froid. A cet égard, le comblement de la partie inférieure de la gorge du Glen Duian par la plage soulevée tardi-glaciaire du Glen Harris, a valeur d'exemple, car il précise les relations chronologiques. Il est vrai que pour certaines gorges, le creusement préglaciaire était bien plus avancé : celle qui recoupe les volumes pourris de gabbro de Glenbrittle (Skye) a sans doute bénéficié de la proximité immédiate en arrière de la haute chaîne des Cuillins bien arrosée.

De toute façon, le potentiel de roches ameublies préparé à l'aurore du Quaternaire et développé sans doute de manière discontinue par la suite, est encore loin d'avoir été totatlement utilisé à l'heure actuelle.

3. — LES PROBLÈMES D'ÉROSION DIFFÉRENTIELLE DANS LES SOCLES ET LES RACINES DE VOLCANS TERTIAIRES

L'inscription des divers plans d'érosion dans le modelé durant le Tertiaire n'a pas toujours eu pour effet d'oblitérer la traduction morphologique de la structure. Les aplanissements les plus tardifs, la surface écossaise et plus encore le niveau pliocène, ont même parfois largement contribué à mettre en valeur les différentes lithologiques du socle. Ce serait donc une erreur de faire seulement débuter l'exploitation du potentiel structural au moment du défoncement du niveau pliocène. Les choses ont commencé bien plus tôt, dès le milieu du Tertiaire et peut-être même avant, puisque la surface supérieure elle-même avait déjà épargné au cours de son façonnement quelques volumes résiduels résistants.

Etant donné l'importance que prennent en Ecosse du Nord les reliefs structuraux dans les roches éruptives et métamorphiques des socles et des volcans tertiaires, les problèmes posés par l'érosion différentielle sont évidemment capitaux pour la compréhension des formes.

a. Les méthodes

Ces questions d'érosion différentielle ont été abordées par toute une série de méthodes qui se complètent mutuellement :

1) *L'étude des relations entre la topographie et la géologie* permet de poser les problèmes essentiels. Aussi fallait-il naturellement lui réserver une place de choix. Pratiquée avant tout sur le terrain, elle ne pouvait cependant qu'être le prolongement d'une confrontation préalable des cartes topographiques et pétrographiques, complétée éventuellement par un examen stéréoscopique des photos aériennes.

En multipliant ainsi les observations, il était aisé de comparer les positions des différentes portions de modelés structuraux et d'en déduire leur altitude relative.

Cette dernière notion est commode, malgré son caractère approximatif, car elle a le mérite de fournir une expression chiffrée simple de l'importance respective des reliefs. Plutôt que d'adopter pour ce calcul la valeur, sinon arbitraire, du moins abstraite de l'altitude moyenne, nous avons préféré prendre comme plan de référence le niveau pliocène représenté dans la plupart des régions qui possèdent un modelé structural net. Bien entendu, pour les cuvettes et les alvéoles qui trouent l'aplanissement, les valeurs sont négatives. Une centaine de chiffres d'altitude relative figurent à titre indicatif dans une des colonnes du tableau IX.

2) *L'examen* détaillé — quelquefois même systématique comme dans l'Ouest d'Ardnamurchan — *des coupes naturelles ou artificielles* avait pour but de récolter d'amples renseignements sur la roche en place. En premier lieu la macro-fissuration, dont on peut donner une idée en calculant la valeur médiane au mètre de la densité des diaclases ouvertes dans le plan vertical ou le plus proche de la verticale, a été notée le plus souvent possible. En outre, il convenait naturellement de relever la profondeur de décomposition de la roche en place et son type d'altération et de désagrégation. L'examen de la décomposition postglaciaire sur les parois raclées par la glace est un complément d'information qui n'est pas dépourvu d'intérêt, mais il est évidemment inutilisable pour les roches les plus altérables qui n'affleurent que dans les creux sous un épais manteau de moraine et de tourbe.

3) *L'analyse précise du matériel* a été pratiquée *en laboratoire,* sur des échantillons prélevés à faible profondeur mais constitués uniquement de roche d'apparence saine.

La porosité ouverte, dont P. Birot a montré tout l'intérêt pour l'étude du modelé des roches cristallines [42 et 44], a été mesurée suivant la méthode simple d'immersion dans l'eau, que H. De la Roche et nous-même avions mise au point il y a quelques années [121]. Les chiffres obtenus qui sont reportés dans une colonne du tableau IX, représentent la moyenne de plusieurs analyses. Ils donnent un ordre de grandeur acceptable, soutenant la comparaison avec les résultats fournis par un porosimètre à mercure, au moins pour les valeurs qui ne sont pas trop élevées. Une expérience de contrôle menée, grâce à l'obligeance de P. Birot, sur une vingtaine de granites le prouve (v. tableau p. 593). Si les chiffres fournis par le porosimètre à mercure sont systématiquement plus élevés que ceux qui expriment la différence de poids résultant d'une immersion dans l'eau, d'un échantillon à l'autre les valeurs varient toujours dans le même sens et le plus souvent suivant des proportions analogues. L'écart important et systématique noté entre les deux méthodes s'explique aisément : le porosimètre à mercure permet une mesure beaucoup plus complète de la porosité, puisqu'avec des pressions allant jusqu'à 1 000 kg/cm^2, il peut trahir la présence de pores dont le diamètre descend jusqu'à 75 Å seulement. La micro-porosité (diamètre des pores inférieur à 2,5 μ) est donc mesurable. Au contraire le total obtenu par immersion dans l'eau enregistre simplement la macro-porosité (diamètre supérieur à 7,5 μ) et une part de la meso-porosité (diamètre entre 2,5 et 7,5 μ).

L'étude pétrographique des échantillons sur lames minces, support indispensable de toute étude de morphologie des socles, a été pratiquée au Centre de Recherches pétrographiques et géochimiques de Nancy, sous la direction de H. de la Roche. Grâce au grand nombre de fiches pétrographiques mis ainsi à notre disposition, nous avons pu avoir une idée précise des caractéristiques des principales roches, notamment de leur texture, de leur micro-fissuration et de leur composition minéralogique.

Mais nous étions vivement désireux de ne pas nous en tenir à des appréciations purement qualitatives, entre lesquelles les comparaisons s'avèrent difficiles et parfois impossibles. Il nous est apparu souhaitable d'introduire des analyse chiffrées portant sur trois domaines :

— la composition minéralogique. Quelques analyses ont été publiées par le Geological Survey [161 et 162] et surtout par des géologues britanniques dans divers articles et ouvrages. Mais elles sont en nombre bien insuffisant. En outre, leurs prélèvements n'ont naturellement pas été effectués dans le but que nous nous proposions : l'étude du modelé. Il était donc indispensable, tout en utilisant les chiffres déjà publiés, de faire appel à d'autres valeurs fondées sur l'examen de nos échantillons. Les simples évaluations sur lames minces dont nous nous étions d'abord contenté sont apparues assez vite insuffisantes, car elles font inéluctablement intervenir le gros coefficient de subjectivité des observateurs et les erreurs peuvent en certains cas atteindre 20 % et plus, ce qui n'est pas admissible. Nous n'avons conservé ces chiffres approximatifs que pour les roches assez homogènes, de composition simple comme les gneiss moiniens. Pour le groupe pétrographique des granites et des roches granitoïdes, nous avons préféré avoir recours à la seule méthode précise mais qui a malheureusement l'inconvénient d'être longue : l'analyse modale au compteur de points avec platine intégratrice. Si l'on veut que les résultats aient quelque valeur, il faut évidemment faire en sorte que le nombre de plaques minces étudié pour un échantillon soit fonction de la grosseur du grain et de l'hétérogénéité du matériel. Le C.R.P.G. de Nancy qui a pratiqué ces examens, a utilisé pour ce faire l'indice de Chayes, c'est-à-dire le nombre de grains de minéraux majeurs comptés sur une traversée de 40 mm. Mis à part quelques échantillons très homogènes et à grain fin pour lesquels l'examen d'une seule lame mince pouvait suffire, les pourcentages des minéraux qui figurent dans ce tableau IX représentent donc les moyennes de plusieurs analyses, de 2 à 7 suivant les cas. En dépit de ces précautions, il reste naturellement un problème d'échantillonnage sur lequel E. H.T. Whitten est revenu récemment [467]. Dans quelle mesure est-on en droit d'étendre à tout un affleurement des conclusions qui découlent seulement de l'analyse d'échantillons isolés ? Pour que les fragments prélevés en quelques endroits judicieux choisis et considérés de ce fait comme « typiques » soient représentatifs de l'ensemble d'un volume rocheux, il faudrait évidemment avoir affaire à des ensembles peu hétérogènes. Or on ne doit pas conclure des analyses classiques présentées par Chayes pour les batholites de la Nouvelle-Angleterre, que les granites se présentent partout en massifs homogènes. Il faudrait donc pour bien faire, avoir recours à des cartes construites à partir d'examens portant sur de multiples échantillons prélevés systématiquement. Mais ces cartes dont l'intérêt capital n'est pas à souligner, manquent à peu près totalement. En Ecosse du Nord, seul le B. an Dubhaich (Skye) bénéficie d'un tel genre de cartographie, à notre connaissance.

— Les analyses chimiques. Nous avons utilisé de manière accessoire les publications éparses des géologues britanniques et celles qui ont été rassemblées dans les deux ouvrages du Geological Survey [161 et 162]. Ces analyses chimiques ont évidemment une rigueur que ne peuvent atteindre les études de composition minéralogique, mais elles présentent aussi l'inconvénient d'être plus difficiles à interpréter : des roches de composition chimique identique ou presque peuvent réagir de manière totalement différente dans le relief, car la texture, le nombre de temps de consolidation sont des facteurs capitaux. Aussi avons-nous jugé — à l'inverse de A. Rondeau [381 et 383] — qu'il n'était pas nécessaire, dans l'état actuel de nos connaissances de géochimie, de faire porter l'effort essentiel sur ce domaine. Il nous semble plus sage d'insister pour le moment sur la minéralogie, quitte à pousser ultérieurement les recherches vers l'aspect chimique du problème.

— La micro-fissuration des cristaux de quartz, domaine presqu'inexploré par les morphologues, ouvrira sans doute dans l'avenir d'intéressantes perspectives pour les études de modelé des roches cristallines (v. à ce sujet P. Birot [50]) Malheureusement nous possédons, quant à nous, assez peu de données quantitatives à ce sujet. Les quelques chiffres de pourcentage de quartz fissurés et d'indices de fissuration (rapport entre la longueur totale des fissures et le diamètre des cristaux) dont nous disposons ne suffisent pas à nous donner une idée claire de l'importance globale de ce facteur (1).

Il eût été intéressant d'éclairer le comportement respectif des diverses roches dans la nature en soumettant les échantillons à plusieurs expériences. Mais en matériel cristallin, le gros handicap que présente ce genre de recherche est le temps très long dont il faut disposer pour mettre au point d'abord les conditions d'expérimentation en respectant les règles de similitude, ensuite pour mener à bien l'expérience proprement dite.

Des essais comparatifs d'altération artificielle menés sur deux de nos granites fort dissemblables par H. de La Roche (v. p. 328) n'ont pas été pleinement couronnés de succès, car toutes les précautions n'avaient pas été prises.

Quant aux tentatives de gélifraction artificielle, elles ont d'abord été conduites dans une simple chambre froide (2) alternativement fermée (température — 15 °C) et ouverte (température du laboratoire : + 18° - 20 °C). Ultérieurement nous avons mis au point à Nancy un caisson d'essai doté d'un programmeur permettant de fixer à l'avance la durée et l'ampleur des alternances de gel/dégel. Cette seconde expérience plus nuancée qui n'est en route que depuis quelques mois ne peut nous donner que des résultats provisoires. De toute façon il faut être sans illusion sur la valeur des chiffres que l'on peut espérer rassembler avec ce genre d'essai, car non seulement il faut une longue durée pour obtenir des résultats présentant quelque intérêt, mais aussi parce que la dimension nécessairement limitée des échantillons ne permet guère de mesurer l'effet de la macro-fissuration que l'on soupçonne précisément être capital pour la gélifraction du matériel cristallin.

4) A tous les moyens précédents d'investigation directe, s'ajoute enfin une méthode indirecte que l'on ne saurait négliger : *l'observation des alluvions*. Il ne faut pas perdre de vue que les matériels morainique, fluvio-glaciaire, et fluviatile liés l'un à l'autre par une évidente filiation, dérivent souvent en fin de compte des masses d'altérites préglaciaires ou interglaciaires mobilisées sur les versants. En d'autres termes, l'examen des alluvions et en particulier de la fraction grossière doit nous permettre d'apprécier rapidement la sensibilité à l'altération des diverses roches. Ne pas utiliser ces renseignements serait se priver d'une riche source de documents mise à notre disposition par la nature elle-même. Nous avons donc tenu à interroger couramment les bancs de galets des lits actuels ou des terrasses, ou même les cailloux des accumulations morainiques, afin de multiplier les évaluations statistiques rapides fondées sur la nature lithologique du matériel. Ainsi que l'a montré J. Tricart [440 et 441], les pourcentages des différents types de roches dans les galets sont déjà très instructifs si on les compare entre eux et si on les rapporte aux superficies respectives des affleurements dans le bassin-versant. En outre l'émoussé des galets classés suivant leur composition lithologique, même s'il est déterminé de façon expédiée par une répartition en quatre catégories (p. 132), fournit des indications intéressantes sur l'altération qui a précédé la prise en charge. Dans ce genre de mesures, il serait vain de vouloir rechercher une précision qui risque bien souvent d'être illusoire. C'est l'ordre de grandeur qui compte et il y a intérêt à multiplier les sondages rapides pour pouvoir raisonner sur une base statistique valable, tout en donnant à l'échantillonnage un caractère plus représentatif. Les nombreux petits histogrammes qui parsèment l'étude régionale, par leur illustration schématique des résultats, ne visent pas d'autre but que celui d'éclairer les oppositions entre les grands groupes de roches.

Un emploi conjugué des diverses méthodes qui viennent d'être évoquées aboutit à des résultats qui s'ordonnent bien souvent en un faisceau assez cohérent. Aussi a-t-il été possible de dresser sans trop de difficultés des hiérarchies locales de résistance des roches pour une quarantaine de secteurs. Ces différentes échelles dont nous avons déjà vu l'intérêt dans l'étude régionale, posent néanmoins plusieurs problèmes délicats que nous nous efforcerons de résoudre un peu plus loin.

b. Les facteurs de l'altération différentielle

Etroitement imbriqués les uns aux autres, les facteurs qui commandent l'érosion différentielle dans les socles se laissent difficilement isoler. On peut néanmoins, à la lumière des multiples analyses régionales, tenter

(1) Les proportions de quartz fissurés ont été déterminées par examen microscopique au Laboratoire de Géomorphologie de l'Institut de Géographie de Paris sous la direction de P. Birot.
Ultérieurement nous avons demandé à F. P. Jacques de calculer les indices de fissuration de quelques échantillons, en mesurant au curvimètre la longueur des fissures et le diamètre des cristaux grâce à un dispositif de projection sur écran en lumière polarisée.

(2) Aimablement mise à notre disposition au Laboratoire de Géographie physique de Strasbourg par J. Tricart.

de dégager les principales règles qui intéressent ce domaine complexe. Ce genre de tentative est loin d'être le premier. Récemment encore, il a été pratiqué par A. Rondeau à l'échelle de toute la Corse [383]. Nous ne prétendons donc pas innover en la matière. A l'édifice commun nous nous contentons d'apporter la contribution que nous permet la connaissance concrète de l'Ecosse du Nord.

La macro-fissuration.

Peut-on considérer le degré de division des roches par les diaclases comme un facteur essentiel dans les processus d'altération et de désagrégation ? La réponse à cette question demande à être nuancée.

En effet, à l'intérieur d'un ensemble pétrographique assez peu hétérogène, il est relativement aisé de démontrer qu'effectivement la densité des diaclases intervient pour affaiblir la résistance de la roche à la décomposition. Ainsi nous avons vu que sur le plateau côtier du district d'Assynt, la présence de creux allongés alternant avec de lourdes échines s'expliquait bien par une succession de volumes divisés et massifs dans les affleurements de gneiss lewisien (p. 141). Des observations analogues ont été faites dans le Dartmoor par R. S. Waters [469] : les ruptures de pente se localisent dans les granites les plus résistants parce que les moins diaclasés.

Par contre, dès qu'interviennent plusieurs volumes rocheux nettement différents, il devient évidemment très difficile d'apprécier la part exacte qui doit revenir à la macro-fissuration dans l'érosion différentielle. D'autres facteurs, minéralogiques ou non, peuvent jouer un rôle décisif et il est toujours permis de se demander si le réseau de fissures ouvertes ne constitue pas, par sa densité, un simple enregistrement de l'état d'avancement de l'altération. En d'autres termes, les diaclases, loin de conditionner l'importance de la décomposition, seraient en quelque sorte « révélées » par les progrès de l'altération. Il est peu douteux que dans plusieurs cuvettes d'érosion différentielle calquées sur des affleurements de roches altérables, on assiste à une véritable mise en valeur des fissures. Si les diaclases sont nombreuses dans le gneiss à biotite de Groseclett (South Hariss), dans les gneiss à hornblende et à biotite des alvéoles du Mainland septentrional et du Glen Moriston, dans la tonalite de la péninsule de Glenelg, dans le granite tertiaire d'Achosnich (Ardnamurchan) etc. ce ne peut être l'effet d'une simple coïncidence, car toutes les roches que nous venons d'énumérer occupent une position déprimée. Mais dans chacun de ces exemples, les caractéristiques minéralogiques sont amplement suffisantes pour rendre compte de la mise en creux du matériel, sans qu'il soit besoin de faire intervenir la fissuration. Cette dernière est probablement plus un effet qu'une cause.

Mais les choses ne sont pas toujours aussi simples et il ne faudrait pas se hâter de conclure que la densité des diaclases ne fait que traduire le degré d'altération. Il nous est impossible de souscrire à l'opinion qui ferait de la fissuration un « phénomène secondaire, sous-produit de l'altération » pour reprendre les termes employés par A. Rondeau [383, p. 194]. Cette généralisation nous semble des plus contestables. Il suffit de consulter le tableau IX *in fine* pour constater que les exemples de volumes saillants constitués de roches très fissurées mais saines ne font pas défaut. Parmi les plus marquants, citons le granite-adamellite du Druim Sgùrr nan Cabar qui, bien que traversé par un réseau très dense de plans de diaclases entrecroisés, se place, sinon au sommet, du moins en haut de l'échelle de résistance des environs de Glenelg. Le granite du Creag Dhearg, en bordure du Loch Ness, a beau être affecté par l'intense broyage qui accompagne la faille du Grand Glen, il n'en demeure pas moins fort peu décomposé et se comporte presqu'aussi bien que le gneiss moinien encaissant un peu en arrière.

Inversement, des roches très altérables et profondément « pourries », n'ont parfois que des diaclases espacées : les granodiorites de l'auréole en creux cernant le batholite du Morvern à l'Ouest, le granite de la cuvette du Loch Dola, le granite de l'alvéole de Torrish (Strath of Kildonan) — pour ne citer que quelques exemples caractéristiques — sont dans l'ensemble peu fissurés.

On le voit, il n'existe pas de rapport simple entre la valeur de la macro-fissuration et celle de la sensibilité aux agents d'érosion chimique. Les autres facteurs, notamment la composition minéralogique et la texture, ont souvent une importance qui écrase l'influence de la division du matériel. Cette dernière n'apparaît bien qu'à l'intérieur d'ensembles rocheux assez homogènes.

Le cas des mylonites est naturellement à dissocier des précédents. Les réactions de ces roches brisées dans le modelé sont apparemment contradictoires, puisque leurs affleurements s'accompagnent tantôt de creux nets, tantôt d'indiscutables saillies. La première traduction morphologique est assez normale, étant donné les multiples cassures qui affaiblissent la roche en la rendant pénétrable aux solutions et sensible à la décomposition sur des surfaces d'attaque d'autant plus grandes proportionnellement que les fragments sont plus réduits. En revanche, l'induration est plus surprenante, du moins à première vue. Elle s'explique en fait par les phénomènes de recristallisation et de métasomatose qui aboutissent à la création d'une trame siliceuse extrêmement résistante. Les bourrelets de collines sculptés dans les mylonites au-dessus du Loch Eriboll ou du Loch Valtos (Lewis), la guirlande montagneuse de North Uist et de South Uist qui épouse un affleurement de gneiss écrasé, ne s'expliquent pas autrement.

La taille du grain.

On admet communément que les roches cristallines à grain fin sont plus résistantes que celles qui sont pourvues d'un grain grossier. Pour démontrer pareille proposition, il faudrait, ainsi que le notait déjà M. Derruau [122], pouvoir comparer deux matériels de même composition et de même texture, mais de grain différent. Or la plupart des comparaisons dans ce domaine ne sont guère valables, car elles portent en fait sur des ensembles pétrographiques sensiblement différents par leur composition minéralogique (1). Ainsi D. Collier remarquait qu'en Auvergne les granites fins résistaient mieux à la décomposition que les granites à gros grain, parce qu'ils bénéficiaient en réalité d'une proportion plus importante de minéraux peu altérables formant un réseau protecteur contre l'action de l'eau et évitant une désagrégation massive [102].

En outre, il est bien connu que les roches à grain grossier sont souvent plus hétérogènes que les roches finement grenues, ce qui a pour résultat de fausser les comparaisons, puisque, comme le remarque P. Birot [50], les matériaux les plus homogènes sont en général les plus résistants.

Toutes choses égales d'ailleurs, les roches à gros grain devraient se montrer plus sensibles à la désagrégation granulaire et les roches à grain fin devraient être victimes d'une altération proprement dite plus poussée (en raison de la multiplication des surfaces de contact). C'est ce qu'observait J. Dejou dans les granites du Morvan [120]. Un grain moyen doit-il aboutir à un cumul des avantages ou au contraire être un facteur de faiblesse ? Pour G. Rougerie qui a travaillé en Côte d'Ivoire, c'est le second terme de l'alternative qui prévaut et la présence d'un grain moyen est finalement un gage d'affaiblissement du matériel [385, p. 131].

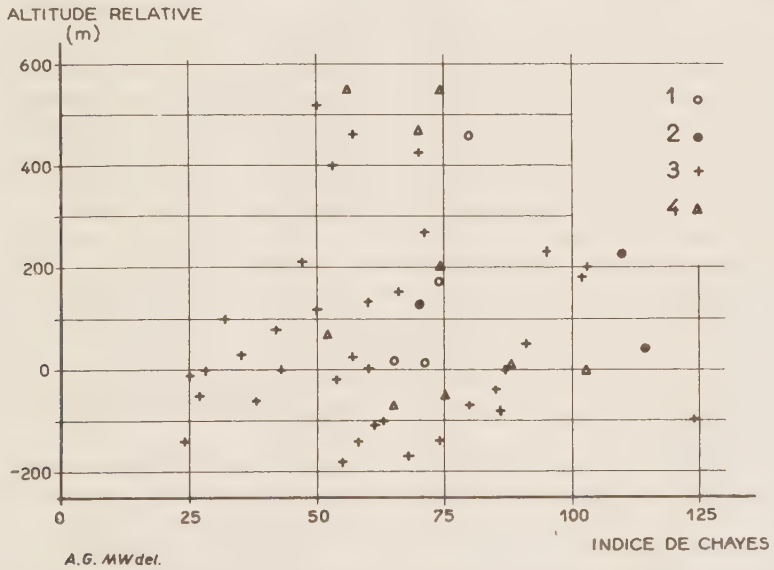


Fig. 172. — *Essai de corrélation entre l'altitude des reliefs du socle de l'Ecosse du Nord-Ouest et la grosseur du grain des roches constitutives exprimée indirectement par l'indice de Chayes.*
1 : granito-gneiss; 2 : gneiss œillés; 3 : « granites » anciens; 4 : granites tertiaires.

Il ne semble pas qu'en Ecosse du Nord ce soit le cas, à en juger d'après les résultats d'un sondage statistique portant sur le groupe des granites et des roches granitoïdes. On peut en effet tenter d'établir diverses corrélations graphiques entre l'altitude relative des reliefs et l'un des caractères des roches qui les composent. Pour avoir une idée de la grosseur moyenne du grain, il est commode d'utiliser l'indice de Chayes qui fournit une expression chiffrée, assez fidèle. Or tous les échantillons prélevés dans les points les plus hauts du modelé se classent parmi les valeurs moyennes de l'indice *(fig. 172)*. Tout se passe donc comme si les granites à grain moyen disposaient d'une résistance supérieure en échappant à la fois à une désagrégation intense et à une altération poussée.

Néanmoins la taille du grain considérée isolément ne constitue qu'un facteur secondaire, comme en témoigne le groupement lâche des points sur le graphique de corrélation.

(1) C'est, entre autres, le cas des expériences d'altération artificielle effectuées sur des granites britanniques [J. G. C. Anderson, 9].

La porosité.

Parmi les auteurs qui ont étudié les problèmes d'érosion différentielle dans les socles, nombreux sont ceux qui retiennent la porosité comme un des facteurs essentiels de l'altérabilité des roches cristallines. Il est logique, en effet, de penser que par sa pénétration, l'eau provoque une désagrégation physico-chimique préparant non seulement la voie de l'altération chimique proprement dite, mais conditionnant même les modalités de cette dernière action. Ainsi que le remarque P. Birot [50], l'intérêt de la perméabilité réside en grande partie dans son caractère de « facteur compréhensif aux incidences multiples », lié à la micro-fissuration et enregistrant la valeur de l'adhérence des cristaux entre eux.

L'apparition de volumes saillants sous l'effet de l'érosion différentielle doit normalement conduire à une exagération du rôle de la porosité par processus cumulatif puisque l'eau séjourne peu sur les pentes qui sont de ce fait partiellement immunisées. Naturellement la porosité intervient d'autant plus que le climat est plus sec [P. Birot, 43 et 44]. Il est à noter cependant que même dans la région méditerranéenne, les avis des auteurs sont partagés : si A. Rondeau constate qu'en Corse les différences de perméabilité ne sont pas en accord avec l'échelle de résistance des roches [383], dans la Sardaigne voisine, J. Pelletier signale que des granites doivent leur position dominante à une perméabilité faible [341].

Le facteur de porosité devient-il secondaire sous les climats humides, comme le pense P. Birot [43] ? En tout cas, en Ecosse du Nord, les résultats sont dans l'ensemble assez décevants. Pourtant ce n'est pas faute d'avoir employé des moyens suffisants, puisque nous disposons de plusieurs centaines de mesures de porosité portant sur des roches variées, dont les échantillons ont été découpés de la même manière et soumis aux mêmes conditions [C.R.P.G., 121]. Mais les précautions prises au cours des mesures laissent entières les difficultés d'échantillonnage qui se posent d'ailleurs pour toutes les analyses des divers facteurs de l'érosion différentielle. En outre, il importe de ne mesurer que des échantillons parfaitement sains, sous peine de faire de la porosité un test sans grande valeur reflétant seulement l'état d'altération des roches. Or les apparences sont souvent trompeuses et il n'est pas rare de découvrir des traces de décomposition naissante sur des roches qui à l'œil nu semblaient exemptes de toute carie. Il est bien évident que les valeurs très élevées de porosité — de l'ordre de 3 % — qui caractérisent les gneiss brisés d'Erchless Burn et les granites tertiaires du Glas B. Bheag (Skye) ne font que trahir un début d'altération des échantillons. Si beaucoup de granites des complexes volcaniques tertiaires sont fort poreux, c'est très probablement pour la même raison. Nous nous retrouvons donc devant un obstacle analogue en tous points à celui que pose la macro-fissuration : comment distinguer la cause de l'effet ?

On peut dans une certaine mesure pallier ces inconvénients dus au mode imparfait de prélèvement en traitant le problème sous l'angle statistique, c'est-à-dire en multipliant les mesures. C'est précisément ce que nous avons tenté de faire. On est alors très vite amené à constater que les comparaisons entre valeurs de perméabilité doivent se limiter à des roches appartenant à un même groupe pétrographique, faute de quoi les chiffres deviennent impossibles à interpréter en raison de l'intervention d'autres variables, notamment de la composition minéralogique que la porosité n'intègre pas.

Cette limitation ne suffit pas à faire apparaître une corrélation nette entre l'altitude relative des reliefs et les valeurs de perméabilité des roches constitutives. Ainsi pour la famille des granites et des granito-gneiss, le tableau suivant fait apparaître des différences de porosité qui ne reflètent parfois que l'inégal état d'altération naissante des échantillons. Sur les plateaux d'érosion des Knockfin Heights ou du Creag Thoraraidh par exemple, les roches prélevées sont un peu moins saines que celles qui ont été extraites au sein des cuvettes d'Achness ou de Torrish dans des volumes choisis précisément pour leur bonne tenue et leur absence de signe de désagrégation. C'est toute la question de l'échantillonnage qui se pose à nouveau. Le plus souvent sur les graphiques, les points se disposent sans ordre Il n'y a guère que les roches de la province volcanique des Hébrides internes — notamment les gabbros — qui semblent être d'autant plus déprimées qu'elles sont plus poreuses. Mais le groupement des points reste très médiocre à une exception près : le troisième appareil volcanique d'Ardnamurchan. Dans ce secteur les places occupées par les différentes roches dans l'échelle de résistance ne sont pas sans rapport avec leurs porosités respectives, sans qu'on puisse dire s'il s'agit de la cause ou de l'effet (v. p. 435).

Roche et localisation	Position topographique	Porosité au mercure (%)				% Porosité par immersion dans l'eau (Total)	Microfissuration des quartz indice 1/D
		< 2,5 μ	2,5-7,5 μ	> 7,5 μ	Total		
	I - SOCLE CALEDONIEN						
granito-gneiss Stromness.	creux au cœur d'un bray de grès dévonien	0,48	0,20	0,29	0,97	0,28	
granite, Achness.	cuvette	0,99	0,26	0,0	1,25	0,42	2,2
granite, Knockfin Heights.	haut plateau d'érosion	0,79	0,55	0,35	1,69	0,57	2,5*
granite, Torrish.	alvéole marginale	0,38	0,54	0,21	1,13	0,61	
granite, Creag Thoraraidh.	plateau d'érosion	1,15	0,32	0,48	1,95	1,17	2,5
granite, Muie.	bordure de cuvette	1,44	1,62	1,01	4,07	0,86	3,2*
granite, Meall Moraig.	lourde croupe résiduelle	1,47	0,45	0,12	2,04	0,91	2,5
granite, W. Fearn Burn.	creux évasé	0,63	0,27	0,01	0,91	0,47	
migmatite (micaschistes granitisés)	ensellement entre deux montagnes	1,33	0,31	0,0	1,64	0,41	2,7*
gneiss œillé, Carn an Liath Bhaid.	bordure d'un plateau d'érosion	0,43	0,47	0,00	0,90	0,31	2,8
gneiss oeillé Garbhan Mor.	ensellement doux	2,00	0,46	0,00	2,46	0,40	2,1
gneiss oeillé Inchbae Lodge	cuvette	0,30	0,21	0,08	0,59	0,28	3,8
granite, Cluanie	large cuvette	0,35	0,74	0,05	1,14	0,41	2,5*
granite, Rudha Dearg.	éperon rocheux de fond d'auge	0,24	0,12	0,07	0,43	0,30	
granodiorite, Morvern.	auréole en creux	1,52	1,22	0,28	3,02	0,81	1,7*
granite, Ross of Mull	Bas plateau d'érosion	0,14	0,33	0,15	0,62	0,40	2,3
	II - RACINES DE VOLCANS TERTIAIRES						
granite, B. Dearg Mhor, Skye.	sommet arrondi	5,42	1,61	0,68	7,71	1,75	2,4*
id.	-	5,26	1,61	0,91	7,78	-	
roche hybride de contact granite/gabbro, Marsco Skye.	sommet	0,95	0,20	0,00	1,15	0,48	
granite, Srath na Creithe, Skye.	pentes évasées	2,82	0,34	0,60	3,75	1,33	2,4
granite, B. a' Ghraigh, Mull.	selle évasée entre deux sommets basaltiques	2,45	0,20	1,40	4,05	1,58	

* moyenne de plusieurs examens de plaques minces.

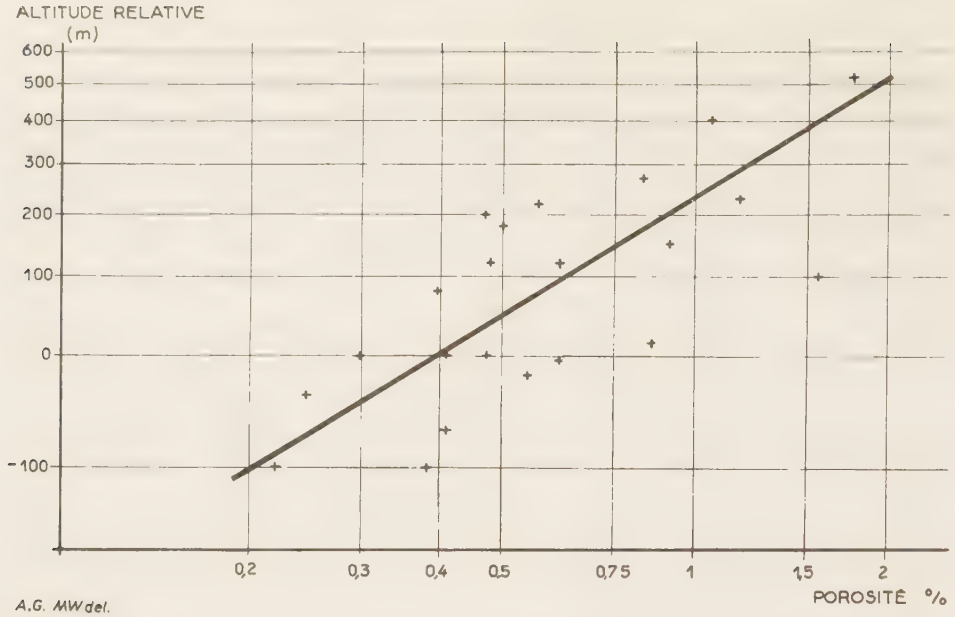


FIG. 173. — *Essai de corrélation entre l'altitude relative des reliefs du Centre Nord et la porosité des roches granitiques constitutives* (syénites quartzifères comprises). Echelles logarithmiques.

La seule corrélation indiscutable concerne les granites calédoniens et les syénites quartzifères du centre du Mainland, mais le résultat n'est pas du tout celui qu'on était en droit d'espérer. En effet, contre toute attente, l'ordonnance du nuage de points suggère une nette relation de *sens inverse* entre les valeurs de porosité et celles de l'altitude relative *(fig. 173)*. En d'autres termes, les granites déprimés sont les moins poreux, les granites en saillie les plus perméables ! Pareille constatation ne saurait être considérée comme le fait du hasard. Elle doit s'expliquer et ne laisse place qu'à trois hypothèses :

1) Les granites auraient effectivement d'autant mieux résisté qu'ils étaient plus poreux, en raison d'une imbibition moins prolongée qui les aurait rendu moins sensibles à la décomposition. Mais ce qui à la rigueur pourrait se concevoir pour des perméabilités exceptionnellement fortes, n'est plus admissible pour les valeurs figurant sur le graphique de corrélation. Cette explication qui va du reste à l'encontre de la plupart des observations faites par divers auteurs, est donc fort peu convaincante.

2) On se trouve alors dans l'obligation de renverser les termes du problème en imaginant que l'altitude est responsable de l'accroissement de porosité, par l'intermédiaire du gel par exemple. Les alternances de gel/dégel auraient exercé des contraintes conduisant à une fragilisation du matériel, à une diminution de la cohésion des cristaux. Elles auraient exploité des fissures virtuelles qui n'auraient pas été mises en valeur sous les climats plus chauds du Tertiaire. Cette proposition purement hypothétique requerrait l'appui d'une démonstration.

3) Les différences pourraient résulter plus simplement des conditions d'échantillonnage : les glaciers ayant plus fortement raclé les cuvettes que les interfluves, les échantillons prélevés dans les dépressions seraient en moyenne plus frais que ceux provenant des fragments élevés de plateau ou des reliefs résiduels. Cette explication nous a été suggérée par P. BIROT (1). On ne manquera pas de noter, par parenthèses, que la position élevée des granites les plus poreux, donc les plus sensibles à la gélifraction, serait impensable dans un modelé dont les traits principaux appartiendraient au Quaternaire froid.

La composition minéralogique.

L'analyse régionale nous a montré qu'en bien des endroits, les différences de composition minéralogique pouvaient rendre compte des particularités du modelé d'érosion différentielle. On peut donc s'interroger maintenant sur la signification qu'il convient d'attacher à la présence et à l'abondance de quelques minéraux essentiels.

Le quartz représenté dans la plupart des roches du socle, est de l'avis général le minéral commun le moins altérable. On est donc en droit de penser *a priori* que sa teneur influe largement sur le comportement d'ensemble du matériel.

(1) Communication écrite.

En réalité les choses sont moins simples : les roches les plus riches en quartz ne sont pas forcément les mieux placées dans l'échelle de résistance; celles qui sont pauvres en quartz ou même celles qui en sont totalement dépourvues n'occupent pas nécessairement une position déprimée. Il suffit pour s'en persuader de considérer l'inselberg du B. Loyal sculpté dans une syénite à faible teneur de quartz et dominant des bas plateaux taillés dans des roches beaucoup mieux pourvues en quartz. Mieux encore, rappelons-nous la position culminante des gabbros et même de certains basaltes au-dessus des granites tertiaires des Hébrides internes. Comme le note P. Birot, on ne peut donc pas toujours prendre comme gage de dureté l'abondance des cristaux de quartz, ne serait-ce qu'en raison de leur micro-fissuration qui est souvent plus dense que celle des feldspaths [50].

Une élémentaire prudence commande donc de limiter les comparaisons des teneurs en quartz à des roches faisant partie de la même famille. Cette précaution n'est pas toujours suffisante, car la texture elle-même liée au mode de consolidation a une importance capitale qui peut se résumer dans l'opposition entre cristaux automorphes souvent intacts et cristaux xénomorphes généralement plus fragiles parce que plus fissurés.

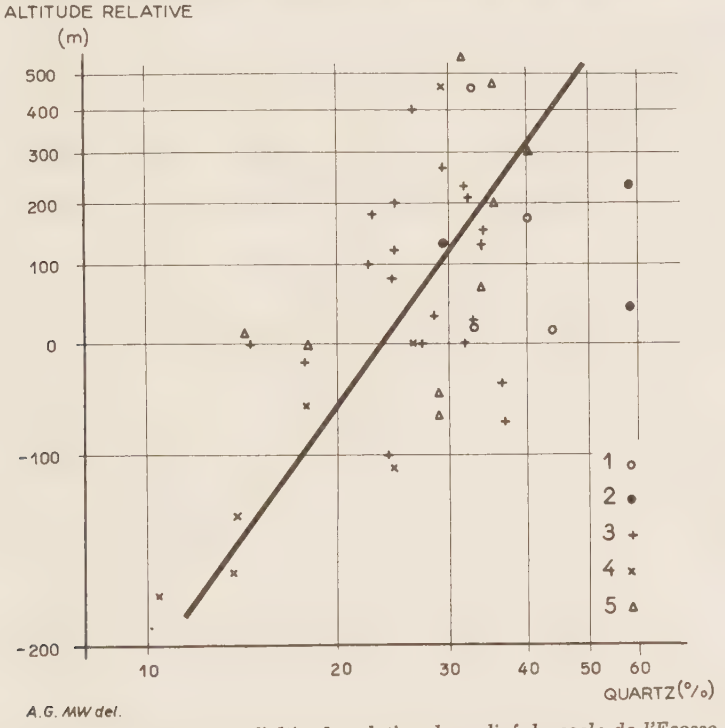


Fig. 174. — *Essai de corrélation entre l'altitude relative des relief du socle de l'Ecosse du Nord-Ouest et la teneur en quartz des roches constitutives.*

1 : granito-gneiss; 2 : gneiss œillés; 3 : granites anciens du Centre Nord; 4 : granites anciens du Sud-Ouest; 5 : granites tertiaires. Echelles logarithmiques.

Une fois de plus, nous nous heurtons donc à un problème complexe qui se laisse difficilement enfermer dans le rapprochement de quelques données simples. Aussi les essais de corrélation avec l'altitude que nous avons tentés dans ce domaine s'avèrent-ils décevants et parfois franchement infructueux. Le groupement des points de la *figure 174* est trop lâche pour qu'apparaisse un nuage à axe nettement défini. Il est vrai que des roches assez variées y sont représentées. En ne conservant que les seuls granites, on obtient une corrélation un peu plus satisfaisante. Il faut se limiter toutefois aux granites du Sud-Ouest (Morvern, Ross of Mull) qui ont été figurés par un signe particulier, pour que l'alignement de points soit indiscutable. Or il est à remarquer précisément que dans ce dernier groupe, les variations de proportions d'autres minéraux tels que les plagioclases et surtout le mica noir sont au moins aussi significatives, sinon plus, que celles affectant la teneur en quartz. Cette dernière caractéristique ne fait donc pas figure au total de facteur fondamental dans l'érosion différentielle : conclusion qui rejoint les vues exprimées déjà à plusieurs reprises par P. Birot.

En revanche, l'importance de *la biotite* dans la composition minéralogique semble jouer un rôle de tout premier plan. Certes les paillettes de mica noir n'interviennent pas de la même manière dans l'altération selon qu'elles sont isolées ou au contraire qu'elles sont groupées en amas ou le long de plans préférentiels. Mais d'une manière générale, il existe d'étroites relations entre l'altérabilité du matériel cristallin et l'abondance de la biotite. plus spécialement dans les roches granitiques et granitoïdes : granites, granodiorites, tonalites, syénites quartzi-

fères. Dans les roches métamorphiques, la présence de plans de feuilletage, l'hétérogénéité du matériel faussent les résultats et ne permettent pas d'isoler aussi facilement l'influence du mica noir. Bon nombre de batholites calédoniens tardifs — ceux du Centre-Nord du Mainland, de Helmsdale, du Morvern ou du Ross of Mull — et quelques intrusions un peu plus anciennes de la région côtière du Nord-Ouest ont des échelles de résistance régionales qui semblent en bonne partie conditionnées par la richesse du matériel en biotite. Il en est de même dans certaines portions des régions volcaniques tertiaires : au cœur du troisième appareil d'Ardnamurchan, par exemple, la présence ou l'absence de biotite dans les roches semble être un des éléments réglant l'érosion différentielle.

Aussi n'est-il pas surprenant que les résultats donnés par des essais de corrélation entre l'altitude relative des reliefs et la teneur en biotite des granites ou des roches apparentées qui les conmposent, soient dans l'ensemble assez acceptables, compte tenu des difficultés d'échantillonnage. Sur le graphique de la *figure 175,* le groupement des points reste assez lâche, mais il est nettement orienté suivant une direction qu'on peut matérialiser par un axe. Seuls les granito-gneiss, roches à éléments alignés par définition, gardent une position excentrique. Pour les autres granites, du moins pour ceux dont la teneur en biotite est égale ou supérieure à 0,4 % (les pourcentages inférieurs n'ayant pas été pris en considération), la place occupée par chacun d'eux dans le modelé semble en gros fonction de leur richesse respective en mica noir.

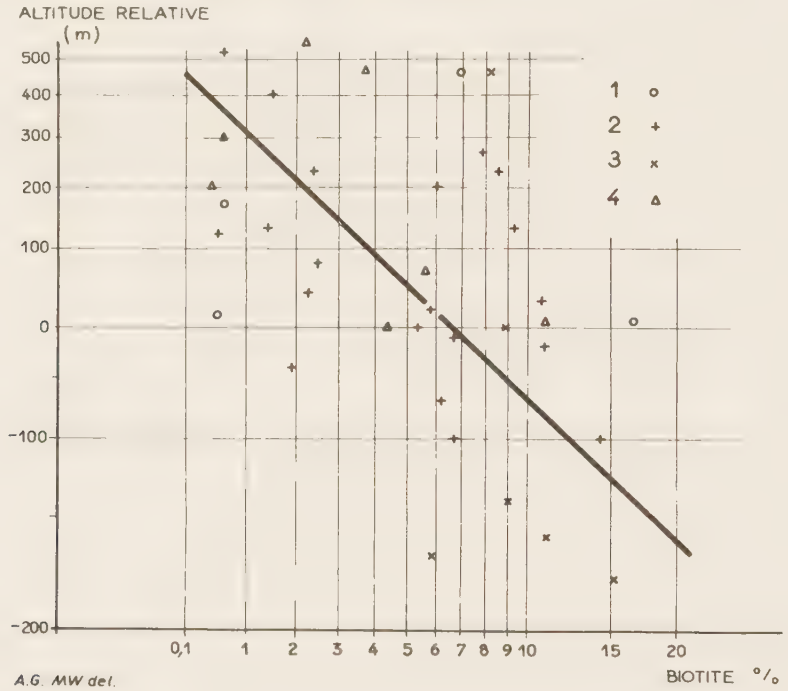


Fig. 175. — *Essai de corrélation entre l'altitude relative des reliefs du socle de l'Ecosse du Nord-Ouest et la teneur en biotite des roches constitutives.*
1 : granito-gneiss; 2 : granites du Centre Nord; 3 : granites anciens du Sud-Ouest; 4 : granites tertiaires. Seules les roches ayant une teneur supérieure ou égale à 0,3 % ont été dénombrées. Echelles logarithmiques.

Ainsi se confirme le rôle important joué par la biotite dans l'altération des roches cristallines et des granites en particulier; rôle que de nombreux auteurs ont déjà mis en lumière, notamment M. Derruau [122 et 123], J. Dejou [120] et D. Collier [102] dans leurs études sur le socle du Massif central (1), G. Pedro dans ses expériences de laboratoire sur l'arénisation artificielle des granites [349]. Mais c'est surtout à P. Birot que revient le mérite d'avoir souligné l'importance primordiale de la biotite dans la fragilisation des roches [42, 43 et 50]. Selon lui le mica noir ébranle tout l'édifice cristallin en se décomposant, non seulement parce qu'il facilite la pénétration de l'eau, mais aussi parce qu'il a la propriété de se transformer en phyllites gonflantes dont l'action destructrice est indéniable. Or la mise en solution de la biotite est d'autant plus aisée que le milieu agresseur est plus acide, donc le climat plus humide. Cette dernière observation de P. Birot a son intérêt, car elle nous permettrait

(1) Toutefois D. Collier estime pour sa part que l'altération des granites en milieu tempéré doit plus à la proportion de plagioclases qu'à la teneur en biotite [102 et 103].

d'expliquer pourquoi les modelés d'érosion différentielle dépendant principalement de l'abondance du mica noir, sont surtout nets au niveau de l'aplanissement pliocène ou en-dessous, c'est-à-dire dans des parties du relief élaborées tardivement sous climat humide et frais. C'est tout le problème de la persistance des paléoformes qui se pose ainsi et sur lequel nous aurons à revenir un peu plus loin.

On pourrait, bien entendu, refaire avec d'autres minéraux essentiels, spécialement les feldspaths potassiques et les plagioclases, le genre d'analyse qui vient d'être pratiqué à propos du quartz et de la biotite. Mais cette tâche serait probablement de peu d'utilité pour deux raisons : d'abord parce que l'examen d'un minéral pris isolément ne peut permettre d'appréhender au mieux qu'une partie de la réalité; ensuite parce qu'il est bien évident que les pourcentages des divers éléments ne varient pas indépendamment les uns des autres, mais sont étroitement solidaires. Il est donc plus utile de se préoccuper de *la composition minéralogique globale.*

De nombreux chercheurs se sont efforcés d'ordonner les principaux minéraux des roches cristallines suivant leur degré d'altérabilité. Ces listes d'éléments classés par fragilité croissante ou décroissante — les « weathering sequences » des anglo-saxons — ne sont pas très différentes d'un auteur à l'autre. Tout le monde s'accorde à penser, par exemple, que les feldspaths alcalins sont peu vulnérables et s'accumulent souvent dans les produits résiduels avec le quartz, que les felspaths calco-sodiques sont au contraire nettement plus fragiles, ainsi que la biotite. On admet d'ordinaire que la muscovite très difficilement décomposable arrive dans l'échelle de stabilité immédiatement après le quartz, bien que P. Birot ait fait remarquer récemment que la vitesse de mise en solution des feldspaths potassiques et celle du mica blanc étaient à peu près du même ordre [50]. Quant aux places respectives des plagioclases et de la biotite dans la hiérarchie de résistance, elles peuvent, tout en restant dans la partie inférieure, varier quelque peu et même s'intervertir, selon que l'on considère tel ou tel feldspath en particulier. En outre, l'acidité du milieu a une importance capitale d'après A. Rondeau [382] et P. Birot [50] : si les feldspaths calco-sodiques sont réellement fragiles, peut-être plus vulnérables que le mica noir lui-même, sous climat humide tempéré [D. Collier, 102] ou tropical [N. Leneuf, 269], en ambiance plus sèche, donc en milieu neutre ou alcalin, il n'en est certainement pas de même et A. Rondeau n'est pas loin de penser que les plagioclases résistent alors aussi bien que les feldspaths potassiques, parfois mieux.

En définitive, il semble raisonnable d'ordonner les principaux groupes de minéraux de la manière suivante : quartz / muscovite / orthoclases / plagioclases / biotite / amphiboles et pyroxènes. Ce classement quoiqu'imparfait parce que trop général, reflète néanmoins l'ordre habituel de vulnérabilité des éléments les plus courants. Sa simplicité présente d'ailleurs l'avantage de permettre une application qui nous a paru intéressante : le calcul de nombres résumant la composition minéralogique d'ensemble.

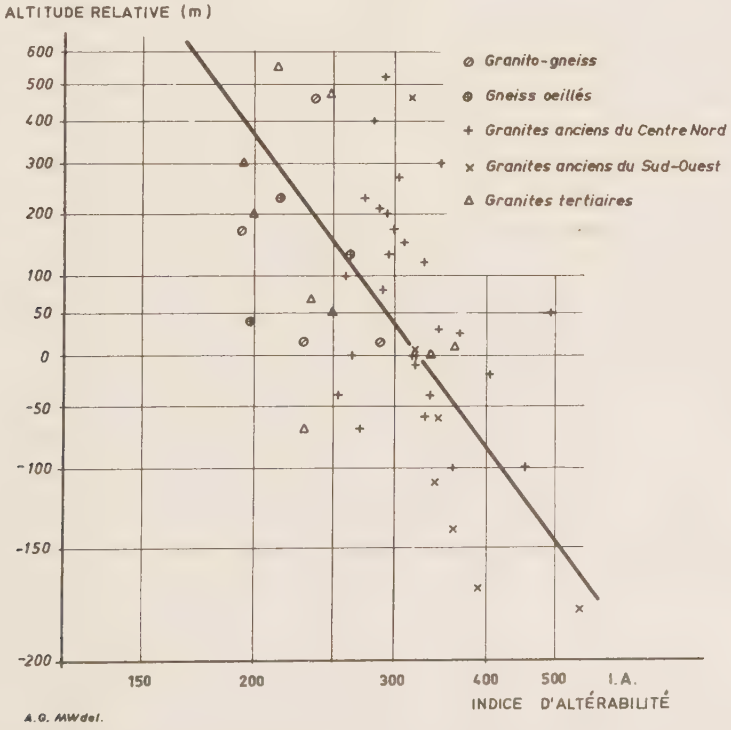


Fig. 176. — *Essai de corrélation graphique entre l'altitude relative des reliefs du socle de l'Ecosse du Nord et l'indice d'altérabilité des roches constitutives.*

Il est en effet, tentant de ne pas en rester là et d'affecter chaque groupe de constituants d'un cœfficient d'autant plus faible que sa place est plus élevée dans la hiérarchie d'altérabilité. La somme des pourcentages pondérés des principaux minéraux — appelons-la « indice d'altérabilité » pour simplifier — va donc nous donner une idée globale des possiblités de résistance à l'altération que chaque roche détient du seul fait de sa composition minéralogique. La difficulté réside naturellement dans le choix des cœfficients. En première approximation, nous avons de manière quelque peu empirique retenu les chiffres suivants : quartz : 1; muscovite : 1,5; orthoclases : 2,5; plagioclases : 4; biotite : 8; amphiboles et pyroxènes : 9.

Nous sommes pleinement conscient du caractère imparfait et nécessairement provisoire de cette gamme, dont les échelons ont été fixés du reste pour répondre essentiellement aux conditions d'altération en milieu climaique humide.

Qu'en matériel granitique, une corrélation assez convenable existe entre les altitudes relatives des diverses parties du relief et les valeurs des « indices d'altérabilité » des roches constitutives, nous apparaît d'autant plus remarquable. Sur le graphique de la *figure 176*, il est indiscutable que le nuage de points s'oriente nettement suivant une direction dont l'axe peut se matérialiser par une droite. Certes le groupement des points reste lâche, mais il eût été miraculeux qu'il en soit autrement. N'oublions pas que dans cette fragile construction, subsistent au moins cinq sources inégales d'indétermination :

1) Le nombre exprimant l'altitude relative renferme souvent une part d'arbitraire, puisqu'il est censé représenter non pas un point, mais la position de tout un affleurement.

2 et 3) L'échantillonnage des fragments rocheux, tout comme celui des lames minces peuvent toujours prêter à discussion, ainsi que nous l'avons montré un peu plus haut.

4) Les cœfficients choisis pour l'échelle d'altérabilité ne sont pas exempts de tout reproche.

5) Enfin et surtout, il ne faut pas perdre de vue que la composition minéralogique, aussi importante soit-elle en climat humide, n'est tout de même pas le seul facteur à rentrer en ligne de compte. Nous avons vu que la macro-fissuration, la porosité, le grain des roches n'étaient pas à négliger dans la résistance du matériel. Il faut aussi considérer l'arrangement des cristaux, la texture, qui est parfois plus importante que la nature des minéraux elle-même.

La texture.

Si la proportion des différents minéraux nous a semblé importante pour éclairer l'érosion différentielle, c'est que nous avons limité nos comparaisons à des roches d'une même famille. Dès que l'on veut élargir l'analyse en l'étendant à plusieurs complexes pétrographiques, le problème se complique beaucoup et il apparaît vite que le rôle joué par la texture devient souvent primordial.

Ne faire intervenir que la composition minéralogique des roches pour expliquer leur place dans un modelé d'érosion différentielle, c'est se condamner à ne comprendre que très partiellement les reliefs structuraux, notamment ceux des socles métamorphiques et des régions volcaniques tertiaires.

En effet, les anomalies apparentes ne manquent pas dans les échelles de résistance régionales. Il est à première vue paradoxal que des roches aussi basiques que les amphibolites dominent dans la cuvette du Loch Naver et au Sud du Strath Bran les gneiss psammitiques ou les leptynites du Moinien et même dans Lewis ou à l'Est de Gairloch, le Lewisien pourtant riche en quartz. Mais en réalité la dureté de ces masses basiques qui est bien connue, doit provenir de leur texture homogène et de leur remarquable imperméabilité [Birot, 50]. La position dominante des cornéennes enveloppant le gneiss œillé du Càrn Chuinneag en le « protégeant » répond sans nul doute à la même cause, car la roche abondamment pourvue en biotite n'est pas avantagée par sa composition minéralogique. Quant aux volumes saillants de gneiss moinien sculptés dans des séries apparemment identiques à celles qui affleurent à proximité en contrebas, ils ne s'expliquent pas tous par la tectonique ou par une situation de « fernling ». La texture très homogène, voire isogranulaire, peut être un facteur non négligeable de résistance (B. Hope, B. Hee). Si les cristaux sont engrenés comme au Meall a' Chaoruinn, la dureté s'en trouve nécessairement accrue.

Mais c'est surtout dans le modelé des régions volcaniques tertiaires qu'on saisit clairement l'influence capitale exercée par la texture des roches. Il faut semble-t-il en rechercher la raison dans la coexistence de matériels de moyenne profondeur avec des ensembles de consolidation superficielle, car ces deux grands types de roches n'ont pas réagi de la même manière à l'altération.

Des données abondantes mais complexes fournies par l'analyse régionale des Hébrides internes volcaniques que pouvons-nous dégager ?

1) Les roches qui se succèdent dans les différentes échelles de résistance locale sont apparemment disposées sans ordre, car elles ont une composition minéralogique très variable. Il arrive même que paradoxalement les secteurs déprimés correspondent aux variétés les plus acides, les catégories plus basiques formant l'armature du relief : ainsi à Ardnamurchan et dans une moindre mesure à Mull.

2) Inversement, des roches de même composition minéralogique et chimique peuvent réagir de manière tout à fait différente à la décomposition et occuper de ce fait dans les hiérarchies de résistance, des places fort éloignées les unes des autres. Il est impossible d'imaginer un exemple plus démonstratif à cet égard que celui qui nous est donné par la dernière caldeira de Mull : dans le même groupe de roches acides bien défini par ses composants chimiques, nous rencontrons des rhyolites qui doivent leur grande résistance à leur texture microlitique, des felsites microgrenues de dureté moyenne, et des granites grossièrement ou moyennement grenus indiscutablement en creux. Si les felsites du centre de Rhum siégent au sommet de l'échelle de résistance de l'île, alors que les granites n'occupent qu'une position moyenne, c'est évidemment pour la même raison.

Il est clair qu'au sein des volumes de roches éruptives des Hébrides internes, les facteurs d'homogénéité, de texture et de micro-fissuration intimement liés entre eux écrasent l'effet de la composition minéralogique dans l'érosion différentielle. On s'explique dès lors le rôle capital tenu par les intrusions basiques mineures (dykes, feuilles, cone-sheets) dans l'ossature du relief. En dépit d'un découpage par un réseau de diaclases souvent dense, ces masses consolidées rapidement et à faible profondeur ont bénéficié de leur compacité, de leur imperméabilité qui les a mis à l'abri des attaques d'une décomposition poussée. Si les gabbros ont une place dans le modelé qui prête parfois à équivoque, puisqu'elle se modifie d'un lieu à l'autre (Skye, Rhum), c'est précisément parce qu'ils ne disposent pas partout d'une armature aussi fournie de feuilles intrusives. Il est vrai que cette explication n'est pas toujours suffisante. Dans certains cas — l'anneau de « grande eucrite » du Nord-Ouest d'Ardnamurchan par exemple — la micro-fissuration faible du gabbro a sans doute son mot à dire. Pour préciser le rôle de ce dernier facteur, il faudrait procéder à une comparaison systématique entre les gabbros et les granites tertiaires car la position de ces deux roches l'une par rapport à l'autre est variable suivant les lieux : en général la première domine la seconde, mais à Rhum l'inverse se produit, sans qu'on sache exactement pourquoi.

Bien d'autres questions restent pour le moment sans réponse. Mais on peut néanmoins conclure dès maintenant que dans les racines des volcans tertiaires écossais, les roches grenues cristallisées lentement à moyenne profondeur se montrent en général plus altérables que les roches microgrenues ou microlitiques de consolidation plus rapide et superficielle. Si le cas des gabbros est encore à réserver, en revanche celui des granites apparaît clair. En dépit de leur texture le plus souvent granophyrique (association graphique des quartz et des feldspaths), ces granites tertiaires à grain moyen témoignent d'une sensibilité aux processus chimiques d'altération qui se matérialise dans l'espect terne et carié de la plupart de leurs surfaces rocheuses. Certes des nuances sont à introduire. Nous avons vu qu'à Rhum deux variétés en présence ne réagissaient pas de la même manière. On peut discuter de la signification réelle de l'opposition entre granites à augite de Mull et granites à hornblende de Skye. Il reste que dans l'ensemble les « granophyres » tertiaires n'ont pas la résistance des sills et des feuilles basiques, ni même celle de certains basaltes métamorphisés.

Les roches volcaniques tertiaires des Hébrides internes nous apportent donc une confirmation éclatante de l'hypothèse formulée par P. Birot [46 et 50], selon laquelle les roches de mise en place superficielle avantagées par leur faible micro-fissuration, consécutive à une cristallisation tardive, résistent mieux que les roches de profondeur moyenne rendues plus perméables par les efforts qu'elles ont subis avant la fin de leur consolidation (1).

c. Les échelles de résistance et l'héritage des paléoclimats

A plusieurs reprises, nous avons senti la nécessité de faire intervenir l'influence du milieu climatique quand nous avons tenté d'expliquer les modelés d'érosion différentielle. Si l'analyse des facteurs de l'altération nous a montré qu'il était vain de vouloir rechercher une explication globale des reliefs structuraux, cela ne tient pas seulement à la variété des roches et à la complexité de leur histoire géologique, mais aussi au fait que les formes actuelles sont pour une large part héritées de plusieurs paléoclimats tertiaires différents..

L'examen des diverses échelles de résistance régionales va nous conduire nécessairement du reste, à faire appel à plusieurs systèmes morphogénétiques.

La reconstitution des conditions paléoclimatiques tertiaires s'appuie, en effet, essentiellement sur l'utilisation des formes majeures du modelé. Ce qui était valable pour les aplanissements, le reste pour les reliefs structuraux, tant il est vrai que le fait d'opposer ces deux types de formes procède de l'artifice.

En l'absence de dépôts corrélatifs ou d'une couverture sédimentaire datés par des fossiles, nous pourrions songer à utiliser les argiles pédologiques à la manière de J. Bakker [30]. Mais cette méthode qui suppose une conservation des paléosols n'est applicable qu'au dernier des grands aplanissements, le niveau pliocène, et au modelé de dissection postérieur.

(1) Les quelques indices de micro-fissuration des quartz dont nous disposons ne donnent pas toujours des écarts très accusés et très significatifs. Si certaines valeurs s'accordent bien avec les places respectives occupées par les échantillons dans le modelé, des exceptions notables subsistent.

En tous cas, il est surprenant de constater qu'aucune relation simple ne semble lier la micro-fissuration des quartz et la porosité, quelle que soit la méthode employée pour mesurer cette dernière (cf. tableau p. 593).

Se fonder sur les formes de détail et les micro-formes développées dans les roches du socle et les matériaux volcaniques n'est pas sans présenter quelque danger. Certes, il existe de bons recensements morphologiques de ce genre, établis dans une optique climatique : le dernier en date et un des meilleurs est celui de H. Wilhelmy [468]. Mais les phénomènes de convergence abondent dans les microformes et bien des auteurs restent divisés sur la signification climatique qu'il convient d'attacher à telle ou telle d'entre elles. Le problème est encore plus complexe pour les modelés de détail issus d'une crypto-décomposition, puisqu'il faut non seulement rendre compte de l'élaboration en profondeur, mais du dégagement ultérieur. C'est le cas des boules et des tors par exemple. A. Rondeau estime que tous les climats humides sont favorables à la formation de boules « cryptogènes » [381]. Quant aux tors, ils sont pour L. King [255] des survivances du début du Tertiaire, pour D. Linton [279 et 255] des chicots résiduels datant du Pliocène, pour J. Palmer et J. Radley [327] des formes paléo-arctiques ! Personnellement nous estimons que la position de Linton est la plus saine (v. p. 272), mais on ne saurait nier en tout cas la part de doute qui subsiste dans toutes ces interprétations. Il n'est pas prouvé que les pseudo-lapiés creusés dans les roches cristallines soient l'indice sûr d'un climat bien défini. Il n'est pas certain, comme le prétend E. Ackermann [1] que la formation des « pénitents rocheux » requiert obligatoirement un climat de savane à fortes alternances saisonnières. On le voit, l'utilisation des formes de détail d'altération comme indices de milieux climatiques nécessite encore beaucoup de prudence dans l'état actuel de nos connaissances.

Faute de mieux, il faut dons se tourner résolument vers les grands traits du relief, en mettant à contribution les échelles de résistance régionale de diverses roches. S'il est assurément excessif de demander l'explication des formes majeures aux seuls systèmes morphogénétiques de l'époque actuelle et du Quaternaire froid, ce serait tomber dans un excès inverse que de vouloir tout rapporter, implicitement ou non, aux climats tropicaux du Tertiaire. Ce n'est pas parce que le milieu tropical humide est particulièrement apte à exploiter les contrastes pétrographiques du socle qu'il faut nécessairement voir le signe de son empreinte dans la présence d'un modelé typique d'altération différentielle. Nous manquons par exemple de preuves positives pour confirmer ou infirmer l'hypothèse de R. S. Waters selon laquelle l'élaboration du modelé granitique du Dartmoor se serait faite en ambiance chaude et humide [460]. Il en est de même pour les cuvettes d'érosion différentielle développées dans les granites de l'Abitibi (Canada), que J. Vogt a étudiées [457].

En Ecosse du Nord, en tout cas, l'analyse régionale nous conduit à admettre que les climats différents qui ont régné au Tertiaire ont imprimé dans le relief des traces distinctes. Aussi ne peut-on pas dresser une seule liste de résistance des roches valable pour l'ensemble du modelé préquaternaire, comme avait pu le faire J. Alexandre en Ardenne centrale [5]. Il est aisé, en revanche, de découvrir dans les multiples classements régionaux de matériels que nous avons établis çà et là, des liens de parenté, grâce auxquels se dégagent quelques grandes familles de hiérarchies pétrographiques, trahissant l'influence de plusieurs paléoclimats.

Il faut distinguer au moins trois générations principales de formes structurales, avant même l'arrivée des glaciers.

1) A la plus jeune, appartiennent de nombreux reliefs structuraux de basse altitude, à partir desquels on peut facilement bâtir des échelles de résistance des matériels. Or il est frappant de constater que pour bon nombre de secteurs, les différentes roches occupent dans le modelé les places que semblent leur assigner leurs compositions minéralogiques respectives. En général, les granites mélanocrates sont évidés par rapport aux variétés leucocrates. Les éléments ferromagnésiens, plus encore que les plagioclases, jouent par leur présence et leur abondance un rôle de premier plan dans la fragilisation du matériel. Pareille dépendance des formes à l'égard de la minéralogie ne peut que résulter d'une profonde altération sous climat humide, en ambiance plutôt acide.

Parmi les exemples les plus significatifs retenons d'abord la bordure du batholite d'Helmsdale où le granite grossier, riche en biotite et en plagioclases calciques est déprimé par rapport à une variété plus acide; le Mainland orcadien où des creux de granite à biotite voisinent avec des bosses de granito-gneiss moins riche en bases. Mais ce sont surtout les structures annulaires des batholites de Langwell-Rogart et de Morvern-Strontian qui se reflètent admirablement dans le modelé par l'intermédiaire de la lithologie. Dans les deux cas, l'échelle de résistance est la même avec, de haut en bas : des gneiss psammitiques ou des leptynites du Moinien, un granite à biotite central, l'anneau interne de granodiorites, et enfin l'anneau externe de tonalite. En d'autres termes, les volumes rocheux sont d'autant plus évidés qu'ils sont plus pauvres en quartz et mieux pourvus en éléments ferromagnésiens (mica noir et hornblende). Dans la péninsule de Ross of Mull, les oppositions morphologiques sont également calquées sur les différences minéralogiques, puisque le granite du centre de l'intrusion domine une couronne de granite moins acide, qui à son tour borde un creux taillé dans une auréole de micaschistes à cordiérite. Quant aux affleurements de diorite de la cuvette de Reay, ils montrent une exploitation d'autant plus poussée que le matériel est plus riche en éléments ferro-magnésiens; comportement propre à suggérer une décomposition conduite en milieu acide. Enfin on peut rapprocher des témoignages précédents, l'évidement du cœur de la troisième caldeira d'Ardnamurchan, au sein de roches variées certes, mais comprenant toutes de la biotite, à l'inverse de celles qui constituent les éléments de couronne en saillie du pourtour.

Pour différents qu'ils soient, les exemples que nous venons de citer n'en ont pas moins un point commun : ils sont tous choisis parmi des reliefs structuraux peu élevés, développés tardivement à la hauteur du niveau pliocène, ou même le plus souvent en contrebas, grâce au défoncement de l'aplanissement. Or nous savons que sur les versants des vallées qui matérialisent cet épisode de dissection du Villafranchien et du début du Pléistocène, subsistent en certains endroits des masses plus ou moins épaisses d'altérites dont la genèse réclame précisément le milieu à tendance acide qu'a procuré un climat humide et frais assez voisin de l'actuel.

2) D'autres reliefs structuraux sont hérités d'une période plus ancienne, antérieure au façonnement du niveau pliocène. Les hiérarchies de résistance des roches qu'on peut dresser à partir de cette génération de formes reliques sont apparemment extravagantes. En réalité si leur genèse est inexplicable en milieu humide, elle peut s'éclairer par une élaboration sous un climat plus sec, de type méditerranéen ou même semi-aride.

Nous avons déjà noté que la dissection de la surface écossaise s'était opérée sous un climat de tendance méditerranéenne, ainsi qu'en témoignent, outre les paléosols de type « terra rossa », de curieux fragments de plateau calcaire dominant des creux de granite tertiaire, dans la partie centre-orientale de Skye.

Au niveau de la surface écossaise et au-dessus, les échelles de résistance des roches peuvent devenir franchement aberrantes, si on les replace dans un cadre climatique humide. Comment expliquer, par exemple, la position perchée du Torridonien « protégeant » les buttes de gneiss lewisien dans le secteur d'Assynt, alors que sous climat actuel la première formation se désagrège en général plus facilement que la seconde ? Dans le même district, on voit mal pourquoi les felsites occupent au B. Gharbh une position culminante, puisqu'elles sont présentement plus altérables que les quartzites voisins. Dans les environs d'Inchabe, ce sont les conglomérats du Vieux-Grès-Rouge qui occupent le sommet d'une échelle comportant à la base des gneiss œillés massifs et en position intermédiaire les gneiss psammitiques du Moinien. La place culminante du Dévonien détritique par rapport au socle Moinien est du reste assez courante dans de nombreuses buttes, sans que le comportement actuel de cette couverture sédimentaire soit en mesure de justifier les positions respectives des deux roches.

Le climat semi-aride du Pontien (?) auquel nous avons précisément fait appel pour comprendre le façonnement de la surface écossaise, aurait le mérite de rendre compte de ces anomalies apparentes.

Or nous avons vu qu'en ambiance sèche, non seulement le rôle de la porosité et donc celui de la micro-fissuration étaient capitaux pour expliquer la résistance des roches, mais également qu'en raison du caractère neutre ou alcalin du milieu, les variétés pétrographiques basiques pouvaient prendre l'avantage sur les variétés acides. Comment dans ces conditions ne serions-nous pas tenté de solliciter l'intervention d'un système morphogénétique semi-aride pour expliquer la présence des échines de schistes à hornblende et d'amphibolite dominant près du Loch Maree, comme à l'E de Gairloch, les volumes de gneiss lewisien ? Cette position saillante est d'autant plus curieuse qu'elle contraste avec la situation en creux qui caractérise les schistes verts dans les cuvettes trouant le niveau pliocène du Centre-Nord du Mainland. Dans les régions volcaniques tertiaires des Hébrides internes le problème se pose en des termes sinon identiques, du moins assez analogues. En effet, les différentes roches n'ont pas une résistance qui semble dépendre en premier lieu de leur composition minéralogique mais bien plutôt de leur texture et par conséquent de leur micro-fissuration. Il est remarquable qu'en plusieurs régions, notamment à Mull, les variétés pétrographiques basiques soient en saillie par rapport aux groupes de roches acides.

3) Le dernier problème à résoudre est une véritable énigme sur laquelle nous avons buté à plusieurs reprises dans l'analyse régionale : pourquoi dans le Moinien, les séries pélitiques, les plus feuilletées et les plus riches en micas (biotite et muscovite) par définition, dominent-elles souvent les ensembles psammitiques pourtant mieux pourvus en quartz et en feldspaths potassiques, plus pauvres en minéraux ferro-magnésiens et surtout moins schisteux ?

Les micaschistes de Fannich Forest constituent 7 des 10 sommets de plus de 3 000 pieds de l'ensemble montagneux. Au B. Wyvis, 5 sommets sur 6 sont formés par le groupe pélitique. Au B. Klibreck, comme au Sud du Strath Bran, ou dans l'Ouest d'Ardgour, se retrouve cette bizarre position culminante des volumes micaschisteux. La question a donc une valeur générale.

Logiquement, le matériel des micaschistes et des gneiss pélitiques devrait être défavorisé par la netteté de ses plans micacés séparant les lits successifs et par sa teneur en biotite. C'est ce que retient M. Derruau pour expliquer la position moyenne ou médiocre de cette catégorie de roches au sein du modelé structural d'âge pliocène qui caractérise le socle de l'Ouest du Massif Central français [122]. Il faut reconnaître, effectivement, que les affleurements de Moinien pélitique d'Ecosse ne laissent voir le plus souvent que des roches friables, sérieusement atteintes par une altération, qui a profité il est vrai de la fragilisation opérée par le gel quaternaire. Le système morphoclimatique actuel ou un système analogue sont donc impuissants à rendre compte de la place des micaschistes dans le modelé. De toute façon, pour éclairer l'origine de ces reliefs résiduels perchés, qui sont parfois contemporains de la « surface supérieure », il faut nécessairement remonter à une époque reculée du Tertiaire.

La clé de l'énigme pourrait peut-être résider dans l'une des deux explications, que nous proposons seulement à titre d'hypothèse. La première serait structurale. P. Birot note que parmi les roches cristallophylliennes, les gneiss quartzeux et les leptynites sont parfois désavantagés par une intense micro-fracturation de leurs nombreux cristaux blancs rigides, consécutive à des efforts tectoniques répétés [50]. Mais cette action reste à démontrer pour les séries psammitiques moiniennes. Le serait-elle, qu'il faudrait prouver, en outre, que la division du matériel est suffisante pour compenser et au-delà l'état d'infériorité dans lequel se trouvent placés les micaschistes, du fait de leur composition minéralogique.

Plus séduisante, sinon plus plausible, serait une seconde hypothèse faisant d'un ancien système morphogénétique tropical à saisons contrastées, le responsable de l'apparente anomalie du modelé. En effet, comme l'a montré G. Rougerie il y a quelques années en côte d'Ivoire [385], la teneur en fer peut être un élément déterminant de la résistance des roches du socle, sous des climats qui permettent la constitution de carapaces. Il est significatif que dans l'échelle de résistance proposée par Rougerie, les micaschistes figurent à la première place avant même les quartzites.

Cette hypothèse, si elle s'avérait exacte, ne ferait que rejoindre les conclusions paléoclimatiques auxquelles nous avait conduit l'étude des vieux aplanissements du milieu du Tertiaire.

D'une génération de formes structurales à l'autre, le rôle respectif des facteurs gouvernant l'érosion différentielle dans les roches cristallines se serait donc profondément modifié.

Très schématiquement, nous pouvons imaginer avant le Quaternaire froid l'évolution suivante : l'abondance en fer aurait d'abord été d'une importance capitale pour la résistance des roches; puis avec l'aridité croissante du climat, la porosité et par conséquent la micro-fissuration et la texture auraient pris la première place parmi les facteurs de l'altération; enfin l'apparition à partir du Pliocène de conditions climatiques plus humides et de plus en plus fraîches aurait permis aux différences de composition minéralogiques d'acquérir, notamment dans les batholites de granite, une prééminence qui semble avoir été retrouvée depuis la fin des glaciations. Mais il ne s'agit là — répétons-le — que d'un schéma propre à rendre compte des grandes oppositions morphologiques.

On pourrait légitimement s'étonner de ce que le système morphogénétique du Quaternaire froid dont les traces sont si fraîches n'ait pas laissé dans le paysage structural les marques d'une échelle de résistance des roches qui lui soit propre. Mais il ne faut pas perdre de vue qu'en dépit d'une efficacité non négligeable dans certaines roches, l'érosion glaciaire et périglaciaire n'a pas disposé du temps nécessaire pour modifier fondamentalement les traits majeurs du relief préglaciaire. A l'exception des grandes zones de broyage occupées par des volumes rocheux particulièrement sensibles au gel et aptes à fournir des masses de débris pris en charge par les glaciers, le modelé a surtout subi l'effet de réadaptations de détail, de retouches. La banalité de l'empreinte superficielle laissée par les glaciers dans presque tous les secteurs ne doit pas faire illusion.

Que les processus d'érosion quaternaire en climat froid aient été impuissants à créer un modelé structural majeur, nous n'en voulons pour preuve que le désaccord complet entre la sensibilité au gel des différents terrains et leur position dans le relief.

Il y a deux manières d'apprécier la gélivité des roches : l'expérimentation et l'observation sur le terrain. La première méthode — nous l'avons dit — n'a pas donné tous les résultats qu'on en attendait, non seulement parce que le programme de gel/dégel peu nuancé (— 15° + 18 °C) n'a pas été contrôlé d'assez près, mais surtout parce qu'avec des échantillons de volume réduit il était très difficile, dans les roches cristallines, de mettre en évidence le rôle pourtant essentiel de la macro-fissuration. Aussi les résultats détaillés de ces expériences n'ont-ils pas été reproduits ici. Les chiffres de pourcentages qui figurent dans une des colonnes du tableau IX ne sont donnés qu'à titre indicatif. Ils ont été obtenus au bout de 86 alternances journalières. On remarquera que seuls les fragments rocheux fragilisés par les efforts tectoniques ont libéré des débris en quantité appréciable.

En revanche, les enseignements offerts par la nature sont incomparables. Il est frappant de constater que les roches les plus sensibles au gel qui furent débitées en d'innombrables fragments sous l'effet du sévère climat tardiglaciaire, occupent souvent une position culminante, indice d'une place hors de pair dans l'échelle de résistance préglaciaire. C'est le cas des quartzites de la région côtière du Nord-Ouest (Foinaven etc.), des anorthosites du Roneval (South Harris) des micaschistes de bon nombre de montagnes du Mainland central. Dans les régions volcaniques, le désaccord entre l'échelle de gélivité et la place dans le modelé devient plus criant encore, puisque l'ossature du relief est fournie couramment par des basaltes métamorphisés et surtout par des feuilles intrusives (sills, cone-sheets etc.) qui sont particulièrement sensibles à l'action du gel, en raison des nombreuses diaclases qui les traversent.

Est-il nécessaire de souligner encore que dans bon nombre de régions la position topographique de telle ou telle roche n'est pas liée à son degré de macro-fissuration. Cette indépendance suffirait à nous montrer — s'il en était encore besoin — que les épisodes froids du Quaternaire n'ont pas réussi à substituer dans le modelé leur propre hiérarchie fondée sur la gélivité, aux échelles de résistances acquises antérieurement et reposant essentiellement sur l'altérabilité du matériel.

CHAPITRE XI

LES RETOUCHES OPÉRÉES AU QUATERNAIRE

1. — LES MODIFICATIONS APPORTÉES PAR LE QUATERNAIRE FROID

Presque tous les paysages écossais du Nord portent l'empreinte laissée par les glaciers quaternaires. Des auges les plus amples aux parois de roches striées et polies les plus humbles, en passant par les dédales de croupes raclées et de creux lacustres ou tourbeux — le fameux modelé de « knobs and lechans » — bref à toutes les échelles, les formes gardent les traces, sinon intactes du moins très fraîches, des passages répétés de la glace.

Il est donc légitime, en même temps que conforme à l'opinion commune, de dire que les Highlands d'Ecosse ont un relief typiquement glaciaire, dans la mesure où l'on n'attache à cette dernière expression qu'une signification descriptive : celle d'un modelé ayant subi un façonnement glaciaire typique. On pourrait même ajouter que sur ce plan, l'Ecosse fait figure en Grande-Bretagne de modèle. Nul ne songerait sérieusement, en effet, à mettre en doute la primauté des glaciers écossais durant le Quaternaire froid. Avantagée par son relief et par sa situation en latitude, l'Ecosse a connu non seulement un englacement bien plus puissant, mais aussi plus durable que les autres massifs montagneux britanniques. G. Manley estime que les derniers glaciers ont seulement quitté les montagnes écossaises, il y a 8 800 ans à peine (6 800 avant J.C.). Certains hauts somments, tels que le B. Nevis, sont du reste peu éloignés de la limite actuelle des névés que Manley place pour sa part vers 1 600 m à cette latitude, mais à une altitude plus faible dans les contrées écossaises situées plus au Nord [302 et 304]. Ainsi s'explique aisément la fraîcheur extraordinaire des quelques formes fragiles d'accumulation qu'on trouve juchées dans la partie supérieure de certaines montagnes : par exemple les moraines tardives du B. Hee, perchées vers 840 m seulement, à une latitude il est vrai assez élevée.

Il serait toutefois dangereux de se fier aux seules apparences. L'omniprésence et la netteté des traces glaciaires n'impliquent pas nécessairement une transformation radicale du relief par les glaciers. A maintes reprises déjà, nous avons vu que la part du modelé qu'on pouvait raisonnablement attribuer aux systèmes morphogénétiques froids du Quaternaire était loin d'être toujours aussi importante qu'elle ne le semblait de prime abord. Aussi convient-il d'aborder cette question essentielle, en séparant l'action glaciaire proprement dite, du travail des eaux de fonte.

Sans vouloir retracer, étape par étape, les multiples vicissitudes qu'ont connues les glaciers quaternaires de l'Ecosse du Nord — étude qui déborde de beaucoup le cadre de cet ouvrage et pourrait faire à elle seule l'objet d'une thèse — on peut néanmoins tenter d'apprécier globalement l'efficacité du travail glaciaire, en partant des nombreux témoignages régionaux dont nous disposons. Ce problème nous semble être de toute première importance, sa portée s'étendant non seulement à l'Ecosse, mais encore à toutes les régions de socle qui ont connu tour à tour des glaciations de calotte et de vallée.

a. La délimitation du domaine glaciaire. Les secteurs non glaciés (?)

De l'avis unanime, les Hautes Terres d'Ecosse constituèrent dans les Iles Britaniques le principal réservoir de glace à partir duquel s'étalèrent les grandes nappes glaciaires. Pendant les derniers stades du Würm, elles servirent en quelque sorte de refuge aux glaciers. Une situation aussi privilégiée ne devrait cependant pas nous inciter à penser que le relief nord-écossais a été nécessairement recouvert par la glace en totalité à chaque avancée importante de l'ice-cap, ou même au maximum glaciaire.

Admettre que certaines portions sommitales de montagnes aient pu, grâce à une position marginale, échapper à l'ensevelissement quasi général par la glace ne sort pas du domaine du vraisemblable. Il ne faut pas, en effet oublier que le problème s'est posé en Scandinavie, où pourtant l'épaisseur des glaciers était bien supérieure à ce qu'elle était en Ecosse (1). Il y a donc là une question préalable qui mérite d'être prise en considération.

Malheureusement les critères permettant de reconnaître les régions non glaciées sont d'un emploi délicat. On ne peut évidemment tenir pour suffisantes des preuves simplement négatives : absence de stries et de roches moutonnées, et *a fortiori* de blocs erratiques et de moraines. Il faut pouvoir y joindre des arguments plus décisifs, comme la survivance dans des sites-refuges d'espèces botaniques rares à caractère endémique, ou encore la préservation de formes et de dépôts fragiles appartenant au modelé préglaciaire. Le premier critère a été appliqué avec succès à la flore arctico-alpine de Scandinavie par E. Dahl [144], mais il n'a pas à notre connaissance été utilisé en Ecosse septentrionale. Quant au second, il est malaisé à manier et repose sur un postulat dont la valeur nous est déjà apparue maintes fois discutable : la glace par son déplacement aurait obligatoirement balayé toutes les formations meubles, nettoyé les roches jusqu'à leurs volumes sains et détruit les édifices morphologiques fragiles. En dépit de cette importante réserve dont il importe de faire état dès maintenant, il reste que la conjonction de plusieurs critères en un même endroit peut suffire à rendre plausible son appartenance à un secteur ayant échappé à l'englacement.

Compte tenu de l'étalement de la glace sur les régions basses du pourtour de l'Ecosse, même au cours de la « Scottish Readvance » qui n'est pourtant qu'un stade tardif du Würm, il est vain de vouloir rechercher des régions non glaciées en plaine ou sur des bas plateaux. Seuls des sommets de montagne ayant joué le rôle de nunataks peuvent avoir échappé à l'englacement quasi général. Or on a observé depuis longtemps en Ecosse, que les parties culminantes de quelques hautes montagnes, tout en étant dépourvues de roches moutonnées et de stries, portaient de magnifiques « mers de blocs » *in situ,* accompagnées de champs de pierres éclatées par le gel. On est évidemment tenté, comme le fit Tanner en Scandinavie de voir dans ces manteaux de débris qui se substituent aux empreintes glaciaires l'effet d'un débitage par le gel tardiglaciaire ou postglaciaire. Mais le mécanisme se conçoit mal dans des roches massives et peu gélives. En outre, E. Dahl fait remarquer que la gélifraction actuelle n'est pas très active et qu'il est nécessaire de toute façon de faire appel à une longue durée pour expliquer la formation de ces couvertures parfois épaisses de blocailles sur les montagnes scandinaves. Le climat périglaciaire ou plus exactement supraglaciaire qui a régné sur les parties du relief situées au-dessus de glaciers serait à même de rendre compte du phénomène, et ceci d'autant mieux que l'altitude de ces montagnes à pierrailles *décroît* régulièrement vers la mer, comme le faisait elle-même la calotte de glace.

De façon analogue, ce milieu supraglaciaire peut être tenu pour responsable de la topographie de nunatak aiguisé par le gel qui caractérise certains sommets pointus et qu'on rencontre sans transition au-dessus de surfaces plus lourdes, rabotées par les glaciers : les pyramides d'An Teallach, du B. More Assynt, du Meall nan Con (B. Klibreck) du B. More of Mull etc. appartiennent à cette catégorie de reliefs résiduels qui ont plus été raidis par le gel que transformés par les glaciers.

Enfin il y a le témoignage de la roche en place. D. Linton qui a posé très clairement le problème des régions non glaciées en Grande-Bretagne [274 et 276], attache une signification toute particulière à la présence des « tors » qu'il considère comme un indice d'émersion des reliefs hors de la nappe de glace [278]. En effet, selon lui, les tors sont des formes de survivance probablement préglaciaire qui exigent pour leur élaboration une longue phase de weathering suivie d'une période de dénudation, qui peut d'ailleurs être courte et tardive [279]. Cette interprétation qui a suscité des réserves et des discussions (v. chapitres V et X), nous semble néanmoins correcte. S'il est normal de faire appel aux coulées de solifluction périglaciaires pour comprendre le transport des débris fins issus de l'altération et ainsi l'exhumation des volumes sains, en revanche un mécanisme de crypto-décomposition nécessairement long et continu s'avère indispensable pour éclairer la préparation du dispositif assez particulier de blocs empilés (v. p. 272). La durée d'un interglaciaire est-elle suffisante ? C'est assez peu probable, surtout si l'on tient compte de l'épaisseur de certaines formations d'altération en place. En tout cas, les phénomènes superficiels de décomposition postglaciaire sont bien incapables d'expliquer le phénomène. Ils sont d'une échelle toute différente, ainsi que nous le verrons plus loin. Ce ne sont pas eux qui peuvent avoir fait disparaître toutes les empreintes glaciaires dans des régions élevées, comme le voudrait O. Holtedahl [233].

(1) Les différences d'ampleur dans les mouvements isostatiques de compensation postglaciaire le montrent à l'évidence.

Reste à savoir si la persistance des tors a réellement la signification que lui prête Linton. S'il est clair que le maintien de ces formes fragiles est incompatible avec une action glaciaire un peu vigoureuse, il n'est pas invraisemblable de l'admettre sous une mince nappe de glace, peu mobile et pauvre en débris. Linton ne semble pas exclure cette possibilité, mais il n'y croit guère. Il faut reconnaître que les exemples qu'il a choisis en Ecosse du Nord pour illustrer sa conception des secteurs non glaciés sont très démonstratifs : c'est notamment le cas du sommet de syénite du B. Loyal que nous avons déjà étudié (p. 271) et qui comporte, rappelons-le, un étage culminant de gros chicots rocheux d'allure géométrique où s'empilent des blocs non dérangés sans erratiques ni stries, qui repose sur un piédestal de roches glaciées.

Le cas du B. Loyal n'est pas unique. D'autres montagnes présentent un dispositif analogue dans des matériels différents : le Mealisval (Lewis) dans le granito-gneiss, le Clisham (North Harris) dans le gneiss etc.

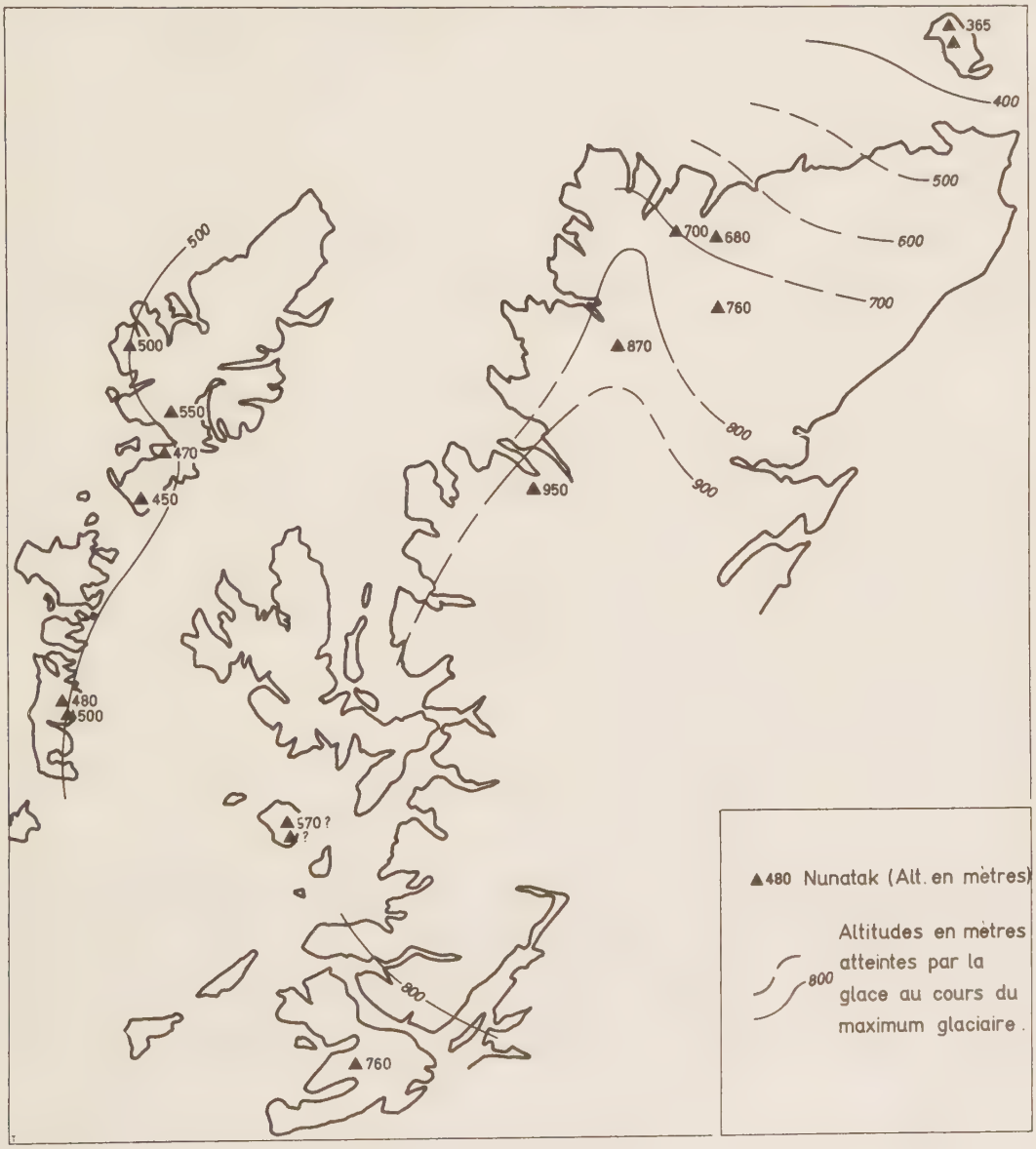


Fig. 177. — *Répartition des sommets non recouverts de glace au cours du maximum glaciaire et tracé approximatif des isohypses de la carapace de glace.*

L'utilisation conjointe des divers indices qui viennent d'être analysés — disparition des roches polies, striées et des erratiques, restes de vieux modelé préglaciaire accompagnés ou non d'altérites, topographie aiguisée de nunatak, manteau de débris anguleux élaborés en milieu supraglaciaire — permet de tracer sur près d'une quinzaine de sommets la limite supérieure atteinte par la calotte écossaise au cours du maximum

glaciaire, ou du moins lors de l'extension la plus grande qu'a connu la dernière glaciation (suivant que l'on adopte un âge préglaciaire ou interglaciaire pour les volumes d'altération). La cartographie de ces anciens nunataks met en évidence plusieurs faits assez remarquables *(fig. 177)* :

1) Tout d'abord, les montagnes en question ont une répartition strictement marginale. Elles sont limitées aux pourtours nord et ouest et aux Hébrides externes, c'est-à-dire à des régions situées, suivant une opinion partagée par tous, à l'écart de la zone d'englacement maximal qui était à cheval sur le Grand Glen et les hautes montagnes de l'Inverness-shire et débordait sur le Moray Firth. Cette localisation de bordure cadre bien avec ce que l'on sait du paysage actuel des marges du Grönland et de l'Antarctique, riche en nunataks précisément.

2) Les altitudes ne sont pas disposées au hasard. A l'exception du Barkeval (Rhum), témoin très douteux dont l'altitude est aberrante, elles s'ordonnent en un dispositif régulièrement incliné vers la périphérie. En matérialisant ce dispositif par quelques courbes de niveau schématiques, on fait apparaître une décroissance nette d'altitude de la topographie supérieure de l'ice-cap vers l'Atlantique et le Pentland Firth.

3) Il ressort de ce schéma que l'épaisseur de la glace était assez modeste en Ecosse du Nord, comparativement du moins à ce qu'elle était en Scandinavie. Il est donc normal que l'ampleur du relèvement isostatique consécutif à la déglaciation ait été beaucoup plus limitée dans la première région que dans la seconde : les plages soulevées les plus hautes d'Ecosse ne dépassant guère 30-35 m au maximum.

4) Enfin la cartographie met en évidence une diminution progressive de l'épaisseur de la calotte de glace vers la périphérie, fait qui est conforme à ce que l'on sait de l'écoulement centrifuge de la glace durant les phases principales d'englacement et qui s'accorde bien avec la faiblesse du soulèvement isostatique postglaciaire caractérisant les archipels des Hébrides externes et des Orcades, et dans une moindre mesure la côte nord du Mainland.

b. Les marques vigoureuses imprimées par l'érosion glaciaire

Mis à part quelques sommets non glaciés qui ne représentent malgré tout qu'une infime partie du territoire écossais, les glaciers ont donc recouvert l'ensemble du relief. Ont-ils réellement transformé le modelé et substitué leur propre sculpture aux formes préglaciaires ? A cette question fondamentale, il n'est pas possible de donner une seule réponse. Suivant les lieux, suivant les caractéristiques de la topographie avoisinante, suivant la nature du matériel rocheux, sa résistance au gel et à la prise en charge, les glaciers ont pu agir efficacement et en profondeur ou au contraire se contenter de donner aux roches une parure superficielle et brillante qui fait illusion. L'examen du relief nord-écossais ne fait donc que confirmer une fois de plus les inégalités si souvent notées qui caractérisent le travail des glaciers.

Les cirques.

Parmi les vigoureuses sculptures que l'érosion glaciaire a imprimées dans le relief, il faut d'abord réserver une place spéciale aux nombreux cirques qui mordent sur les versants. Leur fraîcheur souvent remarquable s'explique évidemment par la date tardive à laquelle ils ont été abandonnés.

Le nombre de cirques caractéristiques est suffisamment élevé pour qu'il soit possible d'appliquer à quelques problèmes un traitement statistique. *L'influence de l'exposition,* facteur qu'il est facile de mettre en évidence dans des secteurs homogènes par leur lithologie (par exemple Applecross dans les grès torridoniens ou les montagnes de gneiss de l'Inverness-shire et du Ross-shire), se prête particulièrement bien à ce genre d'analyse de fréquences, car l'orientation est une donnée facile à mesurer sur le terrain ou sur les cartes. Il suffit d'ordonner les résultats suivant 8 directions (et pas davantage sous peine d'aboutir à une dispersion des nombres préjudiciable à la clarté des graphiques). Comme le montrent la figure 178 et le tableau ci-dessous, les expositions comprises entre le Nord et l'Est ont une très large prépondérance dans toutes les régions (71 % au total). Si l'on ajoute à ces trois directions, celle du Sud-Est, on ne laisse plus qu'environ 15 % des cirques dans d'autres orientations.

	W	NW	N	NE	E	SE	S	SW	Total
Nombre	14	23	106	134	70	57	19	14	437
%	3,25	5,25	24,25	30,75	16	13	4,25	3,25	100

La fréquence très accusée des cirques tournés vers le Nord ou le Nord-Est est un fait d'ordre climatique qui n'est pas particulier à l'Ecosse et qui a été signalé dans plusieurs massifs anciens d'Europe occidentale

(les Vosges par exemple). Au moins pour les sommets arrondis d'allure lourde, on peut l'expliquer simplement par le phénomène de suralimentation neigeuse : les vents dominants du Sud-Ouest ayant tendance à balayer les interfluves calmes et à accumuler la neige sur les versants abrités. L'importance des vents de secteur ouest ou sud-ouest n'est pas faite pour nous étonner et ce qu'on sait de la circulation atmosphérique pendant le Quaternaire froid laisse à penser que les grands courants n'avaient guère été modifiés, sinon en intensité, du moins en direction. Il est significatif que D. Linton ait réussi à montrer que l'immense majorité des cirques écossais étaient compris dans les régions qu'enveloppe l'isohyète *actuelle* de 2 000 mm [280].

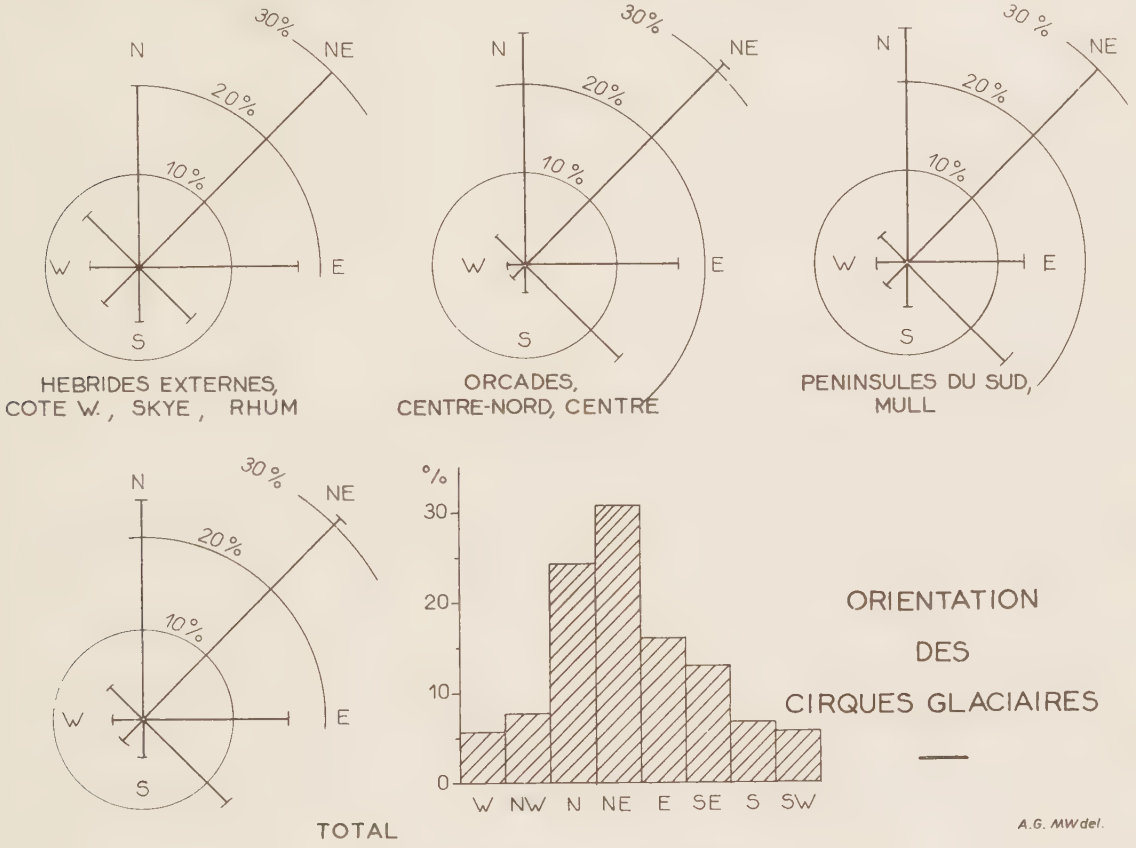


Fig. 178. — *Orientation des cirques glaciaires.*
Fréquences en pourcentages suivant 8 directions.

Toutefois cette explication n'est pas pleinement satisfaisante. Elle ne rend pas bien compte des faits dans les secteurs de hautes montagnes à sommets étroits et aigus. En outre elle est impuissante à éclairer les quelques nuances régionales qu'on peut introduire dans l'étude statistique *(fig. 178)*. Pourquoi la fréquence des cirques exposés au Sud-Est s'accroît-elle très sensiblement dans les régions montagneuses du Centre et du Sud-Ouest, alors que l'orographie et l'exposition occidentale doivent normalement entraîner une augmentation de la part des précipitations neigeuses de redoux par vent du Sud-Ouest, au détriment des averses de neige d'expulsion d'air polaire ou arctique avec vents du Nord-Ouest ? Les vents chasse-neige ne sont pas en mesure de tout expliquer. A côté de la suralimentation neigeuse, on doit certainement faire intervenir les différences d'irradiation solaire entre les versants ouest et est : les seconds bénéficient, on le sait, d'une insolation plus intense qui leur procure des alternances de gel/dégel plus efficaces et sans doute plus nombreuses.

Les facteurs climatiques ne sont du reste pas les seuls à agir. On ne saurait par exemple négliger le rôle de la topographie préglaciaire — notamment les têtes de vallées — dans l'implantation des cirques. L'abondance relative des organismes exposés à l'Ouest dans les régions occidentales, l'importance que prennent les orientations nord dans les montagnes axées W-E etc. ne s'expliquent pas autrement.

Le plus souvent les cirques doivent la vigueur de leur morsure et le détail de leurs formes *à la nature du matériel* dans lequel ils sont creusés. La hiérarchie de gélivité des roches étant sans rapport avec la hiérarchie de résistance à l'altération, on trouve fréquemment les plus beaux cirques dans les roches peu altérables qui

bénéficiaient de leur position élevée dans le modelé préglaciaire mais se montraient néanmoins, du fait de leur macro-fissuration poussée, sensibles aux actions cryoclastiques. Un des meillleurs exemples nous est fourni par le quartzite cambrien de la région côtière nord-occidentale qui, en dépit de la première place qu'il occupe dans l'échelle de résistance régionale, a été victime d'un intense débitage par le gel. H.R. Thompson, dans son étude des cirques du Nord-Ouest du Sutherland, [430], notait déjà très justement que les parois taillées dans les quartzites gélifs étaient beaucoup plus typiques que les planchers trop inclinés, façonnés aux dépens du gneiss lewisien assez massif (à l'exception de quelques zones de broyage). A South Harris, nous avons vu que dans le matériel peu altérable de l'anorthosite, le flanc nord du Roneval était mangé par un magnifique cirque, tandis qu'au voisinage, à des altitudes analogues ou même un peu supérieures, les reliefs de granito-gneiss étaient indemnes.

C'est sans doute dans la partie centrale du complexe volcanique de Skye que le rôle joué par la lithologie est le plus flagrant. Alors que les volumes de gabbro des Cuillins disposés en feuilles et traversés par de nombreux dykes et sills sont découpés par de profonds cirques rapprochés, d'allure géométrique, les Reds Hills ne possèdent pour leur part dans les granites tertiaires que quelques cirques simples « en fauteuil » sur les versants d'exposition favorable. Ce contraste est d'autant plus intéressant qu'il traduit du Tertiaire au Quaternaire une permutation des places respectives occupées par le gabbro et le granite dans l'échelle de résistance.

Naturellement, les oppositions d'ordre structural et d'ordre climatique ne sont pas les seules à intervenir dans la forme des cirques : il faut faire également une place aux *différences d'âge*. Le problème a été posé depuis longtemps. Dans les mémoires du Geological Survey se trouvent quelques indications concernant la position des cirques, mais c'est surtout H. Louis qui a souligné le contraste existant en Ecosse entre les formes fraîches de certains organismes postérieurs au maximum glaciaire et le modelé poli et usé d'autres cirques plus anciens [285]. Pour l'Ecosse septentrionale, Louis prend ses exemples dans le secteur du Loch Maree. Mais nous estimons, quant à nous, que les dispositifs étagés se saisissent plus nettement dans les régions périphériques. Aux Hébrides externes et internes et même aux Orcades la distinction entre plusieurs générations de cirques est assez aisée. A Hoy, par exemple, il n'y a aucune commune mesure entre le grand cirque très bas d'Enegars et les égratignures tardiglaciaires perchées sur les reliefs en arrière. Un contraste du même genre est visible à South Uist. Les cirques remarquablement nus et frais juchés sur les flancs des Cuillins (Skye) n'ont guère de ressemblance avec les grands amphithéâtres encombrés de pierrailles qu'on rencontre dans les plateaux basaltiques en contrebas.

Si l'on veut mettre en évidence cet étagement des formes, on se doit de cartographier l'altitude du plancher des cirques. Mais cette tentative cartographique que nous avons tenu à faire, se heurte à une série de difficultés qui heureusement ne sont pas toutes insurmontables. On doit prendre en particulier quelques précautions, afin de rendre les comparaisons valables :

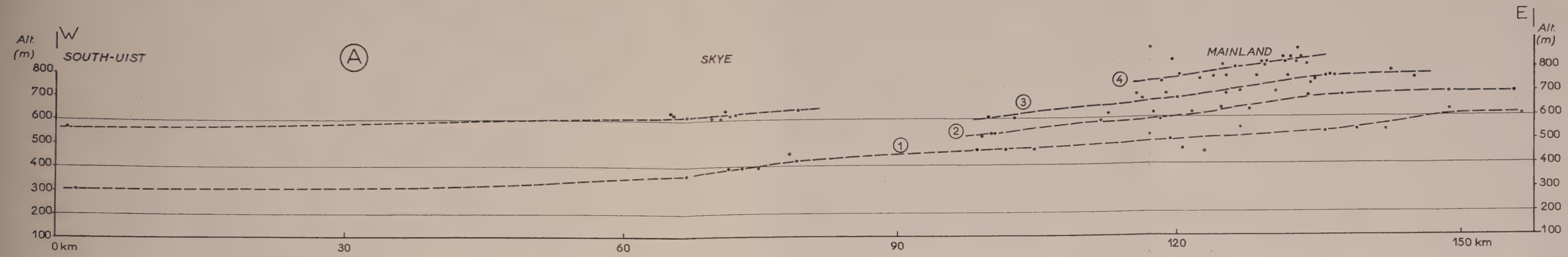
1) Ne retenir que les cirques ayant la même orientation, car des différences systématiques d'altitude existent à l'intérieur d'une montagne suivant les versants. Seuls ont été dénombrés les cirques exposés au Nord, au Nord-Est et à l'Est.

2) Prendre conventionnellement l'altitude de la partie supérieure du plancher, au pied de la paroi du fond. Quand l'angle est trop mal marqué, il vaut mieux renoncer à utiliser le cirque comme repère ou bien l'indiquer sur la carte assorti du signe (?).

3) Eliminer d'une manière générale tous les cirques peu caractéristiques : « faux cirques » des plateaux basaltiques, vieux cirques très émoussés, cirques à plancher trop incliné sans rupture de pente nette etc.

En dépit de ces précautions, bien des cas d'indéterminaison subsistent notamment pour les grands cirques dont les parois ont continué d'évoluer jusqu'à une époque tardive. Aussi est-il à peu près inévitable que quelques cotes d'altitude aient dans la configuration générale des valeurs aberrantes.

En projetant les points d'une bande étroite sur un profil d'orientation W-E, ce qui a pour effet d'éliminer à peu près complètement l'influence de la latitude, on arrive néanmoins à faire apparaître plusieurs générations de cirques. Deux sections ont été construites de cette manière. Sur la première *(fig. 179,* A*)*, longue de 158 km environ, ont été projetés les points distants de 0 à 20 km du profil, donc les cotes des cirques compris dans une bande de 40 km de largeur. La seconde, longue de 153 km *(fig. 179,* B*)*, est large de 50 km. Si les points s'ordonnent nettement en deux groupes distincts dans les Hébrides (Skye et les Hébrides externes), en revanche l'étagement est peu clair dans le Mainland à première vue. Mais cette confusion n'est qu'apparente, elle disparaît quand on relie les points par des lignes inclinées doucement vers l'Ouest. L'usage de ce procédé est tout à fait légitime, puisque tous les auteurs s'accordent à penser qu'au Quaternaire froid la limite des neiges persistantes s'abaissait notablement vers l'Océan. D. Linton a du reste montré il y a quelques années que le contraste climatique opposant l'Ouest et l'Est de l'Ecosse était matérialisé, entre autres choses, par la montée progressive des cirques pleistocènes vers l'Ouest. Or pour les besoins de sa démonstration, il utilise précisément des graphiques de corrélation par nuages de points où les cirques sont figurés suivant leur position en longitude



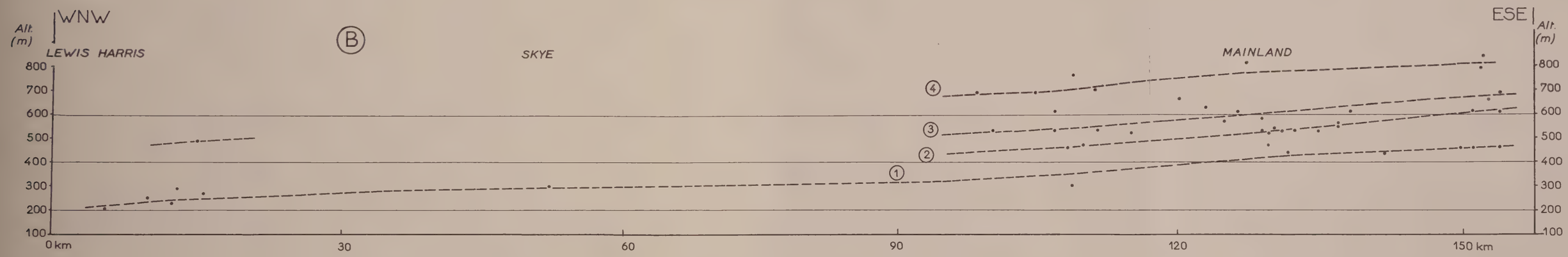


Fig. 179. — *Altitude des cirques glaciaires : Profils projetés.*
Suivant des axes A et B figurés sur la planche ont été projetés sur les deux profils des points correspondant aux cirques compris dans une bande de 40 km de large pour A et 50 km pour B.

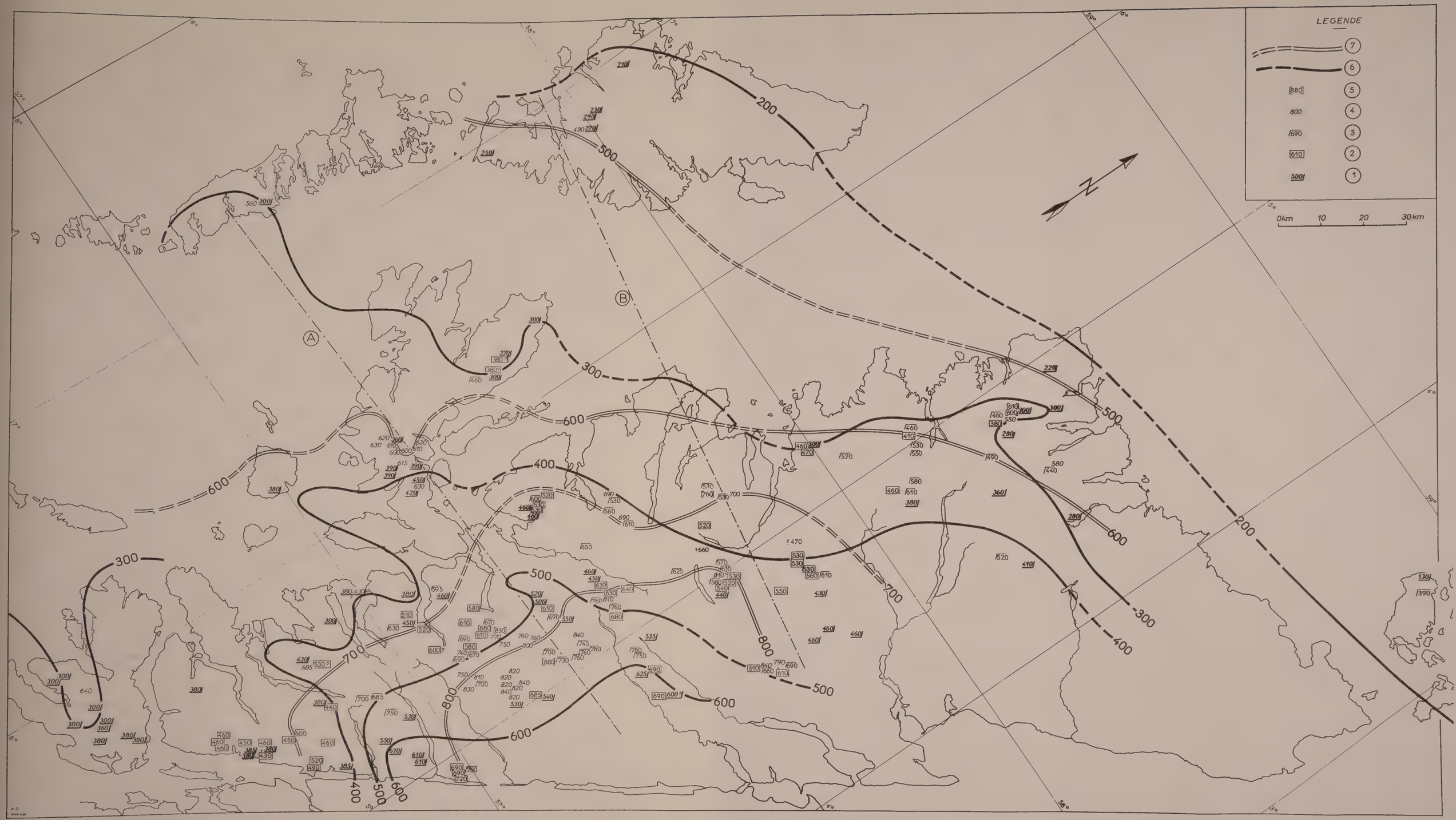


PLANCHE VII. — *Les générations de cirques glaciaires : répartition et variations en altitude.*

Altitudes en mètres.

1 : génération des cirques inférieurs. 2 : cirques intermédiaires (2e niveau). 3 : cirques intermédiaires (3e niveau). 4 : cirques supérieurs. 5 : cirques tardiglaciaires perchés. 6 : courbes de niveau des cirques inférieurs. 7 : courbes de niveau des cirques supérieurs.

en abcisse, et leur altitude en ordonnée [281]. Sur les profils de la figure 179, il est difficile de mettre en doute l'existence de quatre générations différentes de cirques glaciaires sans compter les quelques organismes réduits, d'âge très tardif, perchés à haute altitude. Les cirques inférieurs — ceux de la génération la plus ancienne — sont à peu près certainement représentés dans les Hébrides. Par contre, le raccord des cirques élevés de Skye et des Hébrides externes avec ceux du Mainland s'avère plus délicat. On peut cependant tenir pour plausible l'appartenance de ce groupe à l'avant-dernière génération (cirques supérieurs).

En raison des difficultés d'identification et des risques évidents de confusion, nous avons préféré renoncer à cartographier les cirques des étages intermédiaires autrement que par des cotes isolées. Les étages supérieur et inférieur ont été figurés sur la *carte hors-texte VII* à la fois par des cotes et par des courbes de niveau très schématiques. Bien entendu cet essai ne saurait être considéré que comme une esquisse provisoire n'ayant d'autre but que de figurer les grandes lignes de la répartition altitudinale des glaciers de cirque au cours de deux stades qu'il serait certes prématuré de dater, mais qu'on peut attribuer selon toute vraisemblance au Würm (au dernier tiers et peut-être au début). Si les courbes de niveau établies d'après les cirques les plus bas sont encore nettement plus hautes que les altitudes de la limite des neiges persistantes données par H. Louis pour la dernière glaciation [285], il n'y a pas lieu de s'en étonner. En effet, les cirques ne pouvaient se développer qu'avant et après la période d'englacement maximal. D'après Louis, la limite, haute de 600 m dans les Pennines, s'abaissait à 200 m dans le Centre du Mainland d'Ecosse septentrionale, à 100 m à Skye et à moins de 100 m dans les Hébrides externes. Cet abaissement vers le Nord-Ouest se retrouve dans les courbes de niveau de la carte VII. Leur orientation générale NNE-SSW traduit la double influence du voisinage de l'Atlantique et de la latitude. Au Sud, les deux facteurs agissent suivant des directions opposées et finalement le premier l'emporte sur le second. Au Nord, en revanche, les deux causes s'additionnent en raison de la modification du tracé de la côte et l'on assiste à une inflexion du dessin des courbes de niveau. Il est à remarquer que le gradient — une centaine de mètres entre les Hébrides externes et les régions côtières du Nord-Ouest — est du même ordre que celui avancé par Louis, du moins pour les régions bordières du Minch. En arrière, toutefois, la montée est anormalement rapide. Aussi est-il permis de se demander si les inégalités du relèvement isostatique postglaciaire n'interviennent pas dans la répartition des altitudes des différentes générations de cirques glaciaires.

L'abondance et la netteté des cirques écossais ne devraient pas nous inciter à exagérer l'*importance des transformations opérées par les glaciers de cirque* pléistocènes. La plupart des morsures n'intéressent qu'une partie des versants et n'affectent que fort peu les formes majeures des sommets de plateaux et de montagnes. Les crêtes issues du recoupement des versants par le recul de cirques adossés, sont rares en Ecosse du Nord. Cet agencement suppose, en effet, la juxtaposition de formes évoluées qu'on ne rencontre guère que dans les Cuillins et dans quelques montagnes élevées de l'Ouest de l'Inverness-shire. D. Linton note très justement que les cirques d'évolution poussée sont le propre des régions les plus arrosées [281]. Il conviendrait néanmoins d'ajouter que la valeur de la dissection du relief préglaciaire a eu une importance capitale. Ces deux facteurs ayant joué dans le même sens pour avantager les contrées occidentales aux dépens des régions du Centre et de l'Est du Mainland, il est évidemment bien difficile de démêler leur part respective.

On ne saurait enfin oublier que le rabotage glaciaire proprement dit joue dans le façonnement de ces cirques un rôle limité et essentiellement indirect, par la prise en charge des débris et le renouvellement des surfaces d'attaque du gel. Les formes écossaises sont héritées d'un milieu climatique analogue à celui que connaît actuellement le Grönland occidental. Or des observations faites dans ce dernier pays au cours d'expéditions récentes, notamment celle de 1956 [M.F.W. Holland 216], montrent que les cirques connaissent, indépendamment des glaciers qui occupent les vallées, une active érosion sous l'effet conjugué de la cryoclastie et du travail des eaux de fonte. W. Lewis — nous l'avons vu à propos des Cuillins (p. 379) — s'est attaché tout particulièrement à montrer le pouvoir primordial que détient l'eau de fusion dans la pénétration du gel en profondeur, mécanisme qui, selon lui, serait responsable de la création des cirques à haute paroi de fond et à angle interne accusé [271].

Les grandes auges glaciaires.

Si la contribution des glaciers de cirque aux transformations du modelé durant le Pléistocène a été somme toute assez modeste, en revanche les grandes auges glaciaires semblent apporter par leur présence un témoignage irrécusable de l'ampleur du creusement exercé par les principaux organismes glaciaires de vallée.

Ce serait, en effet, nier l'évidence que de vouloir mettre en doute l'existence des auges bien calibrées qui découpent profondément le relief des Highlands en l'aérant. Occupées par un remblaiement alluvial à fond plat (Strath Glass, certaines parties du Glen More etc.) ou encore jalonnées par des lacs à ombilics (— 300 m au Loch Morar, — 200 m dans le Loch Ness), ces profondes vallées en auge que prolongent parfois d'authentiques fjords (Loch Nevis, Loch Hourn, Loch Ainort etc.) ont en général d'autant plus d'importance morphologique que le modelé est plus montagneux et plus disséqué.

*

C'est à D. Linton que revient le mérite d'avoir clairement analysé les caractéristiques majeures de la *répartition* des auges glaciaires [280 et 281]. Il remarque à juste titre que les grandes vallées de surcreusement constituent un trait original du modelé des Highlands occidentales, puisqu'elles sont largement développées sur la façade atlantique, alors qu'elles sont rares ou qu'elles manquent dans les Hautes Terres du Centre et de l'Est de l'Ecosse. Effectivement, en Ecosse septentrionale, les auges sont pour la plupart localisées dans les hautes montagnes, les péninsules du Sud-Ouest, ainsi que dans les Hébrides internes. Ailleurs, elles sont bien moins fréquentes et n'ont que des dimensions restreintes. Celle du Loch Brora, qui est l'exemplaire le plus septentrional représenté dans le Mainland le long de la Mer du Nord, est de petite taille. Une telle localisation qu'il serait commode de limiter dans l'ensemble au 58e parallèle, implique nécessairement une diminution rapide de l'importance des glaciers pléistocènes vers le Nord. En d'autres termes, l'augmentation de latitude n'aurait pas suffi à compenser par l'amélioration du coefficient nivométrique la diminution du total des précipitations consécutive à un abaissement notable du relief. On le voit, la situation était comparable en tous points à ce qu'elle est aujourd'hui au Grönland [J. Corbel 106].

L'opposition entre l'Ouest et l'Est de l'Ecosse est avant tout d'ordre climatique pour Linton [281]. De fait, au cours du Pléistocène les montagnes de la frange occidentale ont bénéficié comparativement aux régions situées plus à l'Est d'une meilleure alimentation neigeuse et donc glaciaire, en raison d'une exposition qui leur procure encore actuellement des précipitations beaucoup plus copieuses. (v. chapitre I). On ne saurait cependant tenir pour négligeables les différences de topographie préglaciaire : l'état de dissection auquel était parvenu le relief avant l'arrivée des glaciers a joué, ainsi que nous l'avons souvent noté, un rôle fondamental dans la vigueur du creusement glaciaire. Il ne faut pas oublier qu'en Ecosse du Nord les contrées centrales et orientales du Mainland ont moins pâti de la déficience de leur alimentation glaciaire que de l'insuffisance des reprises d'érosion dans leur relief pliocène et de la médiocrité des dénivellations topographiques qui en résultaient. En effet durant les phases d'expansion maximale, l'important décalage vers l'Est de la ligne de partage de la glace par rapport à la ligne des plus hauts reliefs occidentaux, accessoirement la visite de la nappe de glace d'origine scandinave leur assuraient une abondante alimentation glaciaire. Ce qui fit défaut, par contre, ce fut une vitesse suffisante de déplacement de la glace, car les pentes étaient en général modérées. En outre, les glaciers locaux issus dans ces régions orientales de reliefs relativement modestes furent moins durables et bien moins puissants que les organismes installés sur les montagnes de l'Ouest.

Or ce sont précisément les glaciers tributaires de la topographie qui sont les plus aptes à transformer le modelé. Nombreux sont les secteurs qui nous en fournissent des preuves convaincantes. Si les deux bassins d'érosion différentielle du Kyle of Durness et du Loch Eriboll placés côte à côte dans des conditions identiques d'englacement par l'ice-cap écossais, ont néanmoins évolué très différemment — le premier n'est qu'une large cuvette qui a gardé son fond pliocène, le second une authentique vallée glaciaire partiellement ennoyée — c'est évidemment en raison d'un contraste qui n'est apparu qu'avec les glaciers de vallée bien alimentés dans un cas, mais pas dans l'autre, grâce aux montagnes situées en arrière. A Skye, il est significatif que les auges les plus caractéristiques (Loch Ainort, Loch Coruisk, Glen Sligachan, Camasunary) aient un tracé radial adapté à l'écoulement centrifuge de la glace d'origine locale : les glaciers issus des montagnes du centre de l'île ont systématiquement exploité dans le réseau de vallées préglaciaires, celles qui s'accordaient avec leur déplacement divergent, aux dépens des autres. La glace venue du Mainland a eu surtout un rôle inhibiteur par le conflit qu'elle a provoqué avec la glace locale (ex. : le Strath Suardal à peine surcreusé). A Mull, où l'on saisit encore mieux dans les formes l'antagonisme entre les glaciers de vallée du centre montagneux et la nappe de glace « étrangère » arrivée du Mainland, il est remarquable que les plus belles vallées en auge (Glen Cannel et Loch Bà, Glen Forsa) soient localisées du côté ouest, c'est-à-dire dans un secteur d'abri où pouvait s'exercer pleinement le creusement des langues glaciaires locales.

Une grande calotte glaciaire à écoulement divergent, comme celles qu'on rencontre encore de nos jours en plusieurs régions de l'Hémisphère nord, devrait logiquement après sa disparition laisser comme témoignage de son ancienne présence un dispositif d'auges radiales inscrites dans les reliefs périphériques. Parti de cette idée, D. Linton n'a pas eu de peine à montrer que de telles auges à dessin rayonnant se retrouvaient dans des massifs montagneux aussi divers que le Sud de la Norvège, le Fiord land de Nouvelle Zélande, le Lake District et les Highlands sud-occidentales d'Ecosse [280]. Pour les deux derniers exemples, il serait même prouvé que le cœur des anciennes coupoles glaciaires coïncidait avec un secteur encore très arrosé actuellement.

Dans ce genre de reconstitution, il faut naturellement faire la part de l'organisation préglaciaire des vallées. L'exemple du Lake District est schématique dans la mesure où il concerne précisément un massif qui a subi au Tertiaire un bombement autonome accusé en forme de dôme. Il est clair que dans ce cas les glaciers n'avaient pas de grandes difficultés à exploiter le réseau existant de vallées radiales. Quand, au contraire, le système pliocène de vallées divergentes se montrait incomplet, les glaciers ne réussissaient pas à créer un beau dispositif rayonnant. C'est ce qui s'est passé pour le bassin du centre du Ross-shire, ancien réservoir de glace bien alimenté durant les périodes d'englacement moyen : en dépit du débordement qui affectait la

glace dans trois directions, il ne comporte d'auges continues et caractéristiques avec lacs de surcreusement, que sur les bordures est et ouest, car aucune grande vallée n'avait échancré la barrière montagneuse du Nord avant l'arrivée des glaciers.

L'hypothèse séduisante émise par Linton appelle une autre réserve plus grave. Si le schéma des auges à dessin radial s'applique mal à l'Ecosse du Nord, c'est que les traits structuraux, les failles en particulier, ont exercé une influence tyrannique sur la localisation des principales vallées et par voie de conséquence sur celle des auges les plus profondes et les plus typiques. L'immense majorité des belles vallées en auge, ennoyées ou non, épousent des lignes de faille ou des zones de broyage (1). Aussi avons-nous proposé de dénommer les plus caractéristiques « *auges de ligne de faille* ». Nous estimons, contrairement à Linton, qu'en Ecosse septentrionale l'emplacement des grands accidents tectoniques a eu plus d'importance dans la localisation des auges que la direction suivie par les glaciers provenant des coupoles de glace les mieux alimentées.

Considérons par exemple le groupe montagneux de North Harris et du Sud-Ouest de Lewis. La glace qui voyageait à travers le Minch en direction de l'WNW ne peut pas être tenue pour responsable du creusement des quelques auges profondes qu'on rencontre dans la région : la magnifique coupure rectiligne qui traverse les montagnes du Sud-Ouest de Lewis est subméridienne, quant au fjord composite du Loch Seafort, il a un dessin de ligne brisée, dont la branche inférieure est orientée N-S, la partie médiane NE-SW. En réalité, il s'agit de grandes lignes de faille exploitées par les glaciers locaux. Des dispositifs analogues calqués sur de puissantes fractures, mais indépendants du sens général de déplacement de la glace se retrouvent en plusieurs endroits : au Sud du Loch Hope le long de l'accident méridien du Strath More, dans la partie moyenne du Strathconon où une splendide auge rectiligne d'orientation SW-NE aligne ses éperons tronqués sur une faille majeure, dans les nombreuses vallées de moindre importance qui découpent les plateaux basaltiques de Skye suivant un quadrillage de lignes de faille, etc.

Sans être aussi tyrannique, l'action de la structure n'en reste pas moins déterminante dans bien d'autres cas. Que toutes les auges bien calibrées de quelque importance ou presque témoignent d'une adaptation à une zone de broyage ou à un volume de roches brisées par la tectonique ne peut pas être tenu pour l'effet du hasard. Il serait choquant de voir dans la présence de grandes failles au sein des auges glaciaires typiques que constituent la vallée du Loch Maree, celle du Loch Broom - Strathmore et surtout le Strath Glass et le Grand Glen une simple coïncidence. On ne manquera pas de remarquer que toutes les belles vallées glaciaires qui traversent les montagnes du Centre-Sud ont un tracé rectiligne d'orientation SW-NE ou W-E, guidé de toute évidence par les grands décrochements latéraux ou par les failles obliques qui en forment les branches. Le Strath Glass n'est pas un exemple isolé, il est seulement plus schématique que les autres. Quant au fameux Glen More, il constitue à la fois la plus grandiose vallée en auge et la plus puissante zone de broyage des Iles Britanniques. Expliquer l'ampleur et le schématisme de son gabarit par la convergence du flux glaciaire et la canalisation de la glace est tout à fait légitime, mais ne fait que reculer le problème en reportant l'exploitation du grand décrochement horizontal aux périodes préglaciaires. Nous avons vu effectivement que l'essentiel de la mise en valeur datait du Tertiaire.

Il reste enfin à rappeler que les profonds ombilics de surcreusement localisés le long des principales lignes de faille sont sans commune mesure avec les modestes cuvettes qu'on rencontre ailleurs dans les volumes rocheux sans fractures : si les profondeurs atteignent par endroits — 230 m au Loch Ness, elles ne dépassent pas — 35 m dans le Beauly Firth voisin, — 40 m (ou même moins) dans le Loch na Cuilce qui constituait pourtant le principal débouché des glaciers de Skye. Les profondeurs anormalement fortes notées dans le Loch Morar et dans le Sound of Raasay (respectivement — 300 et — 320 m) sont très probablement à mettre au compte de l'utilisation poussée d'une zone de broyage par la glace.

Les liens étroits qui unissent les auges de façonnement glaciaire au canevas tectonique trahissent l'adaptation fidèle de l'érosion glaciaire aux lignes de faille. En effet, le long des zones de broyage, les glaciers bénéficiaient d'un concours si exceptionnel de circonstances favorables qu'ils en firent les lieux de prédilection de leur creusement :

1) Tout d'abord la présence d'un matériel rocheux brisé et rendu de ce fait plus vulnérable à l'altération facilitait non seulement le débitage par le gel, mais encore la prise en charge par le glacier, surtout pendant les périodes de dégel momentané, en surface ou en profondeur. Pour importante qu'elle ait été, cette cause directe n'a pas nécessairement toujours tenu la première place. Il faudrait bien se garder de voir dans une simple érosion différentielle des glaciers l'origine de toutes les auges de ligne de faille. Bon nombre d'entre elles en effet avaient déjà été exploitées au Pliocène comme vallées profondes de ligne de faille et n'ont été qu'aménagées ultérieurement par les glaciers.

2) Les reprises d'érosion préglaciaires effectuées de préférence le long des zones de faiblesse aménageaient

(1) L'implantation des ombilics sur les zones de broyage ne permet pas d'établir un rapport entre la superficie occupée par les lacs de surcreusement et la superficie de telle ou telle formation géologique.

le cadre propice à un vigoureux creusement des glaciers, en faisant de vallées souvent importantes au bassin bien alimenté, des passages étroits où le flux de glace allait être canalisé.

En d'autres termes, les glaciers ont plus exagéré les contrastes existant entre plateaux et vallées encaissées de ligne de faille qu'ils n'ont à proprement parler créé par érosion différentielle ces magnifiques auges de ligne de faille qui découpent le relief nord-écossais. Les vestiges de niveau pliocène qui jalonnent encore les bordures de certaines vallées, les volumes d'altérites qui subsistent le long des versants sans avoir été déblayées par la glace, ne permettent guère le doute à ce sujet.

c. Les limites de l'efficacité des glaciers dans leur travail d'érosion

Ce problème qui divise encore les morphologues et les géologues a été posé pour l'Ecosse dès le début du siècle. R. S. Tarr, dans un parallèle entre l'Alaska et les Highlands, remarque que les glaciers, capables d'une puissante érosion quand ils sont concentrés, perdent beaucoup de leur efficacité avec leur étalement sur des surfaces calmes, et peuvent de ce fait laisser subsister la topographie préglaciaire, accompagnée parfois de vestiges de volumes rocheux décomposés [427]. Peach et Horne admettent par contre que beaucoup de lacs écossais installés dans la roche en place présentent tous les signes distinctifs d'un vigoureux creusement glaciaire [333], mais L. W. Collet en reprenant à son compte ce point de vue suscite d'ardentes controverses (v. par exemple la position de D. Freshfield dans L. W. Collet [101]. Plus récemment, D. Linton va même jusqu'à penser que les glaciers des Highlands ont souvent réussi à désorganiser sérieusement les grands axes du drainage préglaciaire en créant de profondes brèches à travers les hauts reliefs occidentaux [273 et 277]. Ce mécanisme qu'il dénomme « watershed breaching by ice » s'expliquerait par la transfluence de la glace vers l'Ouest, consécutive à l'important décalage existant au moment du maximum glaciaire entre l'alignement des montagnes de la façade occidentale et la ligne de partage de la glace plus à l'Est. Pas plus que l'existence d'anciennes cuvettes de débordement de la glace (Ross-shire, Naver), il n'y a de raison de mettre en doute cette conception d'une diffluence des glaciers vers les régions côtières occidentales : admise par H. Louis avant d'être reprise par Linton, elle s'appuie sur des preuves d'ordre morphologique et surtout géologique (nature lithologique des cailloux de la moraine de fond). Par contre ce qui peut faire l'objet de discussions, c'est l'ampleur des transformations opérées par les glaciers dans leur passage à travers les montagnes. Il est permis de rester sceptique devant les valeurs proposées par Linton pour l'approfondissement des cols — plusieurs centaines de mètres dans la roche en place —, quand on sait que le phénomène a été fort peu durable à l'échelle géologique et que par ailleurs les glaciers ont laissé bien des témoignages de leur efficacité réduite en matériel de socle.

Aussi nous est-il apparu souhaitable de rouvrir le dossier écossais de l'érosion glaciaire pour y verser quelques pièces nouvelles. Dans une mise au point provisoire publiée il y a quelques années [175], nous avions déjà souligné l'importance capitale des longues phases tertiaires de « préparation » du matériel par ameublissement et montré qu'en dépit de conditions parfois très favorables, les glaciers n'avaient pas toujours su exploiter les zones favorables qui s'offraient à eux.

Les nombreux faits d'observation dont nous avons fait état dans l'analyse régionale ne font que confirmer l'imperfection du travail de déblaiement des glaciers écossais et même l'impuissance surprenante qui a caractérisé certains d'entre eux.

Le témoignage des formes.

Toutes les conclusions rassemblées dans le chapitre précédent montrent que les traits majeurs du modelé nord-écossais appartiennent sans aucun doute au Tertiaire et qu'ils n'ont point été bouleversés par les glaciers, mais seulement retouchés.

La reconstitution des divers *aplanissements tertiaires* sur les fragments de plateaux ou d'une manière plus générale sur ces interfluves calmes n'est précisément rendue possible qu'autant que l'érosion glaciaire a respecté les volumes rocheux massifs des éléments peu accidentés du relief. Pareille inefficacité des glaciers sur les surfaces tranquilles n'a pas de quoi surprendre, car la vitesse de déplacement de la glace y est faible et la pression a beau y être élevée, elle ne varie pas assez souvent et assez brusquement pour provoquer des phénomènes d'arrachement vigoureux. Des conclusions analogues, tirées de l'examen des surfaces rocheuses du Canada et de la Scandinavie ont été très clairement résumées par H. Baulig [33].

Quant aux *cuvettes* qui trouent les aplanissements tertiaires — notamment les plus récents, la surface écossaise et le niveau pliocène — en introduisant des ruptures de pente marquées ou même des contre-pentes dans le profil longitudinal des fonds rocheux de vallées, elles ne constituent pas obligatoirement les indices d'un vigoureux creusement glaciaire. Les apparences, en effet, ne nous autorisent pas à exclure les phénomènes de convergence, à tenir pour négligeables les risques de confusion avec les alvéoles de crypto-décomposition qui se développent en milieu humide. J. Tricart a eu le mérite de poser le problème à propos des Vosges cristallines,

en faisant remarquer que les rapides qui accidentent fréquemment les cours d'eau dans la zone tropicale humide pouvaient, avec le changement de climat intervenu au Quaternaire, être pris à tort pour des verrous glaciaires [440, pp. 311-312]. Même si les reconstitutions paléoclimatiques effectuées en Ecosse du Nord ne sont pas en faveur de l'existence d'un véritable climat tropical humide pendant le Néogène — milieu dont la présence n'est d'ailleurs pas d'une impérieuse nécessité pour la désagrégation poussée du matériel de socle — il faut convenir que de nombreux verrous sont sculptés dans des roches particulièrement rebelles à l'altération (quoique parfois gélives) et qu'ils délimitent des creux où s'est exercée une longue et profonde décomposition sur place. Les plus belles cuvettes du socle, auxquelles s'appliquerait le mieux le qualificatif de « glaciaires » sont presque toutes en réalité des formes d'altération différentielle qui ont simplement été exploitées et au besoin exagérées par des glaciers s'adaptant aux inégalités d'épaisseur du manteau de décomposition préglaciaire : dans les batholites de granite et de granodiorite calédoniens, le bassin de Langwell-Rogart, les cuvettes jalonnant le Glen Geall (Morvern) ; dans les schistes à hornblende et à biotite la cuvette de Rigibill (Mainland Nord) par exemple. Il en est de même pour les régions volcaniques tertiaires : Ardnamurchan avec ses multiples alvéoles et cuvettes de roches altérables variées, le grand creux du Loch Bà excavé aux dépens du granophyre de Mull, etc. On a souvent parlé d'une érosion différentielle de la part des glaciers. En Ecosse du Nord au moins, il serait plus exact de dire que la glace a contribué à la mise en valeur de la structure en exploitant, parfois en caricaturant, un modelé préglaciaire d'érosion différentielle.

On s'accorde d'ordinaire à considérer *les vallées encaissées* comme des lieux où l'érosion glaciaire s'exerce de façon privélégiée, non seulement parce que le flux de glace y est canalisé mais aussi parce qu'aux grandes nappes y succèdent souvent des glaciers locaux plus efficaces. L'Ecosse du Nord n'a pas fait exception à la règle au Pléistocène et nous avons vu qu'en plusieurs secteurs, comme le long du Grand Glen ou des vallées qui y débouchent, les glaciers avaient laissé de vigoureuses traces de leur passage. Il n'en est que plus étonnant et plus significatif de constater que des vallées encaissées, et non des moindres, ont conservé des traces indiscutables de leur façonnement par des processus fluviatiles d'âge préglaciaire. Ainsi la double dissymétrie alternante qui caractérise les vallées à méandres encaissés se rencontre encore nettement dans le modelé de plusieurs glens. Le Strath Oykell avec ses restes de cinq méandres encaissés est probablement l'exemple le plus démonstratif. Mais il n'est pas le seul. Des formes de même origine se retrouvent le long du Strath Fleet, du Glen Loyne et peut-être en bordure des anciennes vallées ennoyées du Sound of Mull et du Loch Long. Certes, on peut alléguer dans tous ces exemples une position marginale pour justifier la diminution de puissance des glaciers à la périphérie montagneuse. Mais des vallées profondément engagées dans les montagnes ont gardé elles aussi en dépit de leur apparence d'auge des vestiges de leur ancien modelé en méandres : c'est le cas en particulier du Glen Shiel et sans doute du Loch Hourn.

Les différentes parties composant les anciens méandres encaissés ont été inégalement abimées par le passage de la glace. On le voit bien dans les exemples les plus typiques, comme celui du Strath Oykell moyen. Les rives concaves ont souffert du gel, mais leur recul n'a pas eu pour effet de modifier beaucoup une pente déjà raide à l'origine. En revanche, les lobes convexes chevauchés par le passage du glacier au plus court ont été davantage endommagés, mais certains sont encore aisément reconnaissables sous la forme de verrous, surmontés parfois de moraines d'un stade tardif.

Il est naturellement impensable de mettre au compte d'un interglaciaire — même long — le creusement de ces grandes et profondes vallées à méandres encaissés. C'est à l'époque préglaciaire qu'il faut rapporter leur façonnement.

Aux formes continentales, il conviendrait d'ajouter le modelé créé par la mer et respecté par la glace. L'exemple le plus spectaculaire nous est fourni par les grandes encoches littorales et *les plates-formes d'abrasion* qui ourlent les côtes occidentales de Mull et des îles voisines dans les basaltes tertiaires. On peut s'étonner que ces sculptures relativement fragiles aient réussi à se maintenir en dépit du passage répété de glaciers puissants, car abondamment nourris au voisinage. Il est vrai que l'âge de ces littoraux perchés reste l'objet de discussions. Peut-être sont-ils simplement interglaciaires et non préglaciaires. Il n'est pas exclu non plus qu'ils aient été façonnés par un mécanisme du genre « pied de glace ». Mais cette distinction n'apporte pas de changement fondamental au problème de l'efficacité glaciaire. Quoiqu'il en soit, les marques d'usure imprimées par la glace sur les roches montrent qu'une glaciation au moins est intervenue après coup, sans oblitérer les banquettes d'érosion taillées par les vagues.

Les témoignages apportés par les masses d'altérites en place.

Ils sont encore plus convaincants que ceux provenant de formes même caractéristiques dont on peut toujours contester l'origine.

En plusieurs endroits de l'Ecosse du Nord-Est, on connaît d'épais volumes de roches pourries *in situ* qui dérivent de matériel basique, de granite ou de gneiss et qui sont recouverts par la moraine de fond (1). J. C. Phemister et S. Simpson ont profité des profondes excavations faites à la limite de la ville d'Aberdeen pour montrer que les roches profondément décomposées n'étaient pas rares, que l'épaisseur de l'altération atteignait parfois 9 m et même 12 m dans certains granites feuilletés à biotite, que les volumes pourris étaient fréquemment coiffés d'une couverture de moraine avec erratiques sains [346]. Naturellement en Ecosse orientale, les exemples sont moins significatifs qu'ailleurs, car la glace y était relativement mince et surtout peu active sur un modelé insuffisamment disséqué. Certains districts, comme celui de Buchan, n'ont même pas connu des phases glaciaires aussi importantes que la « Scottish Readvance ».

Mais en Ecosse du Nord l'analyse nous révèle bien d'autres exemples riches de signification, dans des secteurs plus ou moins intensément glaciés. Les nombreux vallons vigoureusement enfoncés dans le batholite granitique d'Helmsdale sont empâtés par les produits d'une altération sur place surmontés d'un manteau morainique. Aux Hébrides externes, à Lewis, South Harris et North Uist notamment, s'observent en maints endroits des masses de plusieurs mètres d'épaisseur de gneiss ou de granito-gneiss pourris *in situ* et recouvertes de moraine. En certains cas (L. Eport par exemple), la localisation sur les versants d'une vallée implique pourtant une canalisation de la glace. On peut, bien sûr, objecter la situation marginale de ces régions du Moray Firth et des Hébrides externes et expliquer l'efficacité limitée de l'action glaciaire par l'étalement des nappes de glace assez peu épaisses sur un relief peu différencié.

Cette objection qui vient légitimement à l'esprit n'est toutefois plus valable pour les régions qui ont connu une ou plusieurs glaciations de vallée puissantes et bien alimentées. On peut admettre à la rigueur que les alvéoles de décomposition différentielle de Camphouse (Ardnamurchan) et du Glen Duian (Rhum) ont été à peine déblayés et même à demi-bouchés par la moraine, parce qu'ils n'étaient pas placés sur la trajectoire d'un glacier de vallée important. Mais que dire des masses de tonalite et de granodiorite pourries *in situ* en bordure même du Loch Sunart à Liddesdale (Morvern) ? Que dire des versants croulants de basalte décomposé qui jalonnent des vallées majeures recoupant les plateaux de Skye ? Que dire surtout des granites puissamment altérés qu'on rencontre le long de l'auge radiale du Loch Ainort, des 10 à 12 m de gabbro pourri qui subsistent dans la gorge préglaciaire de Glenbrittle dont le tracé convenait cependant bien à l'écoulement divergent des glaciers de Skye ? A toutes ces questions posées par l'examen objectif des faits que peut-on répondre, si ce n'est que les glaciers de vallée eux-mêmes se sont montrés incapables de nettoyer correctement les versants préglaciaires des masses plus ou moins épaisses d'altérites qui y subsistaient.

Il y a, du reste, des témoignages encore plus accablants que les précédents : ce sont ceux que nous offrent les vallées de ligne de faille, où les glaciers rencontraient pourtant, ainsi que nous l'avons noté plus haut, des conditions exceptionnellement favorables. Ces zones de broyage qui abondent aux Hébrides n'ont été qu'imparfaitement exploitées par la glace. En de nombreux points de Lewis, de North Harris et de South Harris, au Loch Long à Rhum, s'observent de magnifiques vallées de fracture où subsiste une bonne part du matériel brisé et profondément désagrégé sur place. Cette utilisation incomplète du potentiel offert à l'érosion différentielle est d'autant plus étonnante qu'elle ne concerne pas seulement des vallées secondaires mais aussi de grandes vallées en auge. Le long du Glen More, et plus spécialement sur les bords du Loch Ness, d'épais volumes de roches brisées et altérées sont à traverser si l'on veut atteindre, quelquefois à plusieurs centaines de mètres en arrière, la limite du matériel massif et sain.

Les multiples observations qui sont consignées dans l'étude régionale et les quelques faits saillants qui viennent d'être repris ne laissent place au total qu'à une seule interprétation : en pleine zone glaciée pourtant à plusieurs reprises, même au sein de vallées empruntées par de puissants glaciers locaux, subsistent couramment des masses d'altérites plus ou moins épaisses. Ces restes d'un manteau d'altération *in situ*, surtout quand ils sont placés en bordure d'une étroite vallée de ligne de faille, montrent que l'érosion glaciaire est loin d'avoir toujours eu l'efficacité qu'on lui a bien souvent prêtée en Ecosse. Prétendre que les altérites sont interglaciaires et non préglaciaires ne change rien au problème. On voit mal d'ailleurs comment un interglaciaire même très durable aurait suffi à donner naissance à des volumes de décomposition épais de plusieurs mètres dans des gneiss acides non fracturés, de plus de 10 m dans des gabbros. *A fortiori* n'est-il pas possible de rapporter les phénomènes d'altération au Postglaciaire. Cette époque courte n'a le plus souvent provoqué que la formation de simples pellicules de désagrégation. Il est vrai qu'on ne peut pas écarter *a priori* le jeu des processus de crypto-décomposition sous l'éponge que constitue la couverture morainique. Cette action n'est sans doute pas négligeable, mais elle n'est pas essentielle puisqu'en plusieurs lieux la moraine ne forme qu'un manteau discontinu sur les altérites et que parfois des roches pourries ne sont pas surmontées de boulder-clay. Point n'est besoin de faire appel à ce type de crypto-décomposition dans la moraine pour comprendre des faits d'apparence aberrante comme la présence de

(1) En Scandinavie et en Finlande, des observations analogues ont été faites en plusieurs endroits. (v. par exemple, M. Harme [203]).

boules de granite pourri s'effritant au toucher dans la matrice morainique (Morvern), l'existence de drumlins au cœur rocheux complètement pourri (émissaire du Loch Carran, South Harris). Une induration des matériaux friables par le gel de l'abondante eau d'imprégnation est parfaitement en mesure de rendre compte de ces apparentes anomalies. Cette explication aurait d'ailleurs le mérite supplémentaire de nous faire comprendre pourquoi d'énormes éboulis de bordure ont été plus facilement pris en charge par les glaciers que les menus fragments individualisés par les progrès de l'altération dans une zone d'intense fracturation.

Le témoignage des alluvions.

Une dernière source de renseignements à laquelle on doit recourir est celle des alluvions.

A première vue, il pourrait sembler peu logique de mettre en doute l'efficacité du creusement glaciaire, quand on reconnaît par ailleurs l'ampleur assez considérable de certains *dépôts morainiques,* surtout du côté est de l'Ecosse. En réalité cette apparente contradiction est facile à dissiper, si l'on voit dans les moraines d'anciennes masses d'altérites véhiculées par les glaciers. Du même coup, on éclaire les caractéristiques des débris gros ou fins qui composent le matériel.

Ainsi la fraction grossière de la moraine de Steall an Eisg (Morvern) a une hétérogénéité très significative, car on y rencontre côte à côte des blocs et des gros cailloux arrondis de granodiorite altérée provenant d'un ancien manteau local d'altération et des petits cailloux anguleux et sains issus du débitage par le gel d'un granite résistant mais fissuré. Il est clair que ce matériel composite s'est constitué en partie aux dépens d'une couverture de décomposition bousculée par les glaciers. Les caractères de la moraine du Centre-Ouest de Skye répondent à un mécanisme analogue de prise en charge. Si le gabbro est sous-représenté dans la fraction grossière, c'est qu'en raison de son état poussé de décomposition au début du Quaternaire froid il a surtout contribué à former la matrice. En revanche, les roches des intrusions mineures (dolérite, etc.) sont sur-représentées parmi les cailloux, car elles ont été mobilisées tardivement par la gélifraction pléistocène.

L'épuisement partiel du stock de roches décomposées pendant les dernières périodes glaciaires a eu parfois pour effet de modifier profondément le faciès du matériel morainique. A Skye, comme en quelques points des Hébrides externes (ex. : Loch Stacsavat), les moraines tardives essentiellement constituées de débris sains ou peu altérés, doivent peu aux longs épisodes tertiaires de préparation du matériel par désagrégation et ameublissement. Mais ces dernières accumulations glaciaires représentent peu de chose dans l'ensemble des volumes morainiques.

On peut donc conclure que la couverture discontinue de moraine de fond qu'on rencontre en Ecosse du Nord a été formée en bonne partie à partir des stocks plus ou moins épais d'altérites préglaciaires qui recouvraient les roches cristallines à la fin du Pliocène. Les glaciers ont largement puisé dans cette réserve sans toujours l'utiliser complètement, ainsi que nous l'avons noté un peu plus haut. Bien qu'elles découlent de recherches menées en toute indépendance, ces conclusions rejoignent les vues exprimées par M. Brochu dans son étude de la genèse des moraines du bouclier canadien [71]. Brochu s'appuie sur les particularités sédimentologiques des dépôts glaciaires du socle laurentien pour montrer que de longues phases d'arénisation du matériel ont précédé la prise en charge par la glace. Si cette abondante fourniture aux glaciers d'altérites longuement préparées est assez vraisemblable, elle n'implique pas nécessairement une désagrégation d'âge reculé. Remonter jusqu'au Précambrien pour expliquer la décomposition du matériel cristallin, comme le fait Brochu, nous semble inutilement dangereux : le Tertiaire suffit amplement à la tâche. De son côté, J. Tricart a lui aussi souligné les liens d'étroite filiation entre les altérites préglaciaires et le matériel morainique de Scandinavie, puisqu'il utilise même l'enrichissement en quartz des dépôts glaciaires pour reconnaître les vieux aplanissements tertiaires [442]. Le problème déborde donc largement le cadre écossais : il concerne sans doute bien des socles cristallins qui ont subi une glaciation d'inlandsis.

Si la couverture morainique a été alimentée en bonne partie par des matériaux tertiaires de décomposition sur place, *les dépôts fluvio-glaciaires* dérivés eux-mêmes le plus souvent de la moraine doivent normalement garder quelques signes trahissant leur origine ancienne. Effectivement grâce aux grandes coupes naturelles ou artificielles tranchant ces formations, on peut remarquer que les particularités du matériel ne s'éclairent correctement qu'en faisant appel à une phase initiale d'altération des roches. Les galets ont un émoussé qui ne dépend guère de la taille, mais qui en revanche est étroitement lié à la nature lithologique. D'une manière générale, les cailloux sont d'autant mieux arrondis qu'ils appartiennent à une variété pétrographique plus altérable. La résistance à l'érosion mécanique ne semble jouer qu'un rôle secondaire, tributaire précisément de l'état plus ou moins avancé de décomposition de la roche. A dimensions égales, les granites sont d'ordinaire mieux émoussés que les gneiss psammitiques et les leptynites. Les gneiss œillés occupent une situation intermédiaire. Aux extrêmes se placent les quartzites d'une part, les gneiss à biotite, les micaschistes, les schistes à hornblende et à biotite d'autre part. Ce classement qui cadre assez bien avec ce qu'on sait de la hiérarchie de résistance des roches dans le modelé d'âge tertiaire, se retrouve dans des secteurs aussi variés que les Hébrides externes (Carnish, Lewis),

le Mainland central (Achnasheen, Riv. Meig) l'arrière-pays du Cromarty Firth (Glen Glass, Strath Rory, Allt Dearg).

L'examen de la fraction sableuse à la loupe binoculaire montre que tous les grains de quartz n'appartiennent pas à la catégorie des « anguleux » ou « subanguleux-luisants ». En plus des grains ronds et mats qui dérivent des vieilles couvertures gréseuses continentales (Torridonien, Vieux-Grès-Rouge), s'observent des quartz aux contours capricieux et irréguliers qui portent les marques d'une ancienne action pédogénétique. Ils ont été classés dans une catégorie spéciale de grains picotés, vermiculés ou taraudés (P.V.T.). Comme le fait apparaître le diagramme triangulaire de *la figure 180,* leur pourcentage est en général faible sans être négligeable. Il n'en reste pas moins remarquable que des formations sableuses appartenant à des régions éloignées les unes des autres (L. Stack, Carnish, côte nord du Mainland, bordure du Moray Firth, Kingairloch, Skye, Mull) comportent presque toutes ce genre de grains qui témoigne d'une altération poussée sur place dans un milieu agressif.

Naturellement, le matériel des *alluvions fluviatiles* que les cours d'eau ont emprunté soit à la moraine, soit aux accumulations fluvio-glaciaires, comprend lui aussi une bonne part de produits remaniés d'une vieille décomposition superficielle ou sub-superficielle.

Cette origine pèse sur les caractères des alluvions, en particulier sur leur fraction grossière. En comparant le spectre pétrographique des galets à la nature lithologique et à la proportion des divers affleurements du bassin, suivant les méthodes proposées par J. Tricart [439 et 441], on décèle rapidement des anomalies significatives. Ainsi parmi les bancs de cailloux qui occupent le lit du Gleann Geal, les galets de granodiorite prédominent très largement tant que la rivière reste dans les limites de l'anneau granodioritique du batholite du Morvern. Dès que le cours d'eau quitte l'intrusion pour pénétrer dans les gneiss encaissants, la proportion de granodiorite baisse brusquement et seuls subsistent des éléments de grosse taille qui dépassent la compétence de la rivière actuelle. Ces particularités s'éclairent aisément : la couverture d'alluvions s'est constituée aux dépens d'un stock local d'altérites par l'intermédiaire de la moraine où avaient été pris en charge de gros cailloux et des blocs résiduels ayant échappé à l'arénisation poussée de la granodiorite. Que la nature des galets soit étroitement calquée sur le tracé des affleurements ne doit pas nous surprendre, car le transport latéral glaciaire est parfois très limité : l'exemple du Glen Sligachan (Skye) où granites et gabbros sont à côte à côte dans le lit de la rivière, est particulièrement significatif à cet égard. Au reste, le transit par la moraine n'est pas une étape indispensable. En certains cas, les alluvions fluviatiles sont prélevées directement dans les masses d'altérites *in situ* qui n'ont pas été déblayées par les glaciers : ainsi la rivière Strontian est-elle en train de nettoyer et d'exhumer des boules de granodiorite encore reliées les unes aux autres par des filons de quartz.

A la lumière des divers témoignages que nous ont apporté les formes du modelé, les volumes rocheux de décomposition sur place et enfin, les alluvions morainiques, fluvio-glaciaires ou fluviatiles, nous sommes désormais en mesure de porter un jugement nuancé sur l'efficacité de l'érosion glaciaire en Ecosse du Nord. Le problème n'est pas d'alimenter les controverses entre glacialistes et antiglacialistes en donnant raison ou tort aux uns ou aux autres. Cette querelle est quelque peu dépassée. Comme le note justement J. Tricart dans ses récents traités consacrés au modelé glaciaire [445 et 443] il n'y a pas *une* érosion glaciaire, une action uniforme des glaciers sur le modelé. Les physiciens eux-mêmes ne font plus abstraction de la diversité géographique des glaciers [L. Lliboutry [283]. Nous voulons simplement dégager en quelques conclusions la contribution que fournit une observation patiente des faits dans un pays qui a connu tour à tour les glaciations de type régional et local.

1) Il faut en premier lieu souligner l'importance du matériel rocheux sur lequel s'exerce l'action des glaciers. Une simple transposition des notions acquises dans les Alpes sédimentaires aux régions de vieux socles serait évidemment inacceptable. A l'intérieur même du socle, il existe en outre des différences capitales d'un ensemble pétrographique à l'autre, certaines roches ayant subi un arrachement important, d'autres plus homogènes s'étant montrées plus rebelles à l'érosion des glaciers et ayant pu de ce fait conserver des portions presqu'intactes de topographie préglaciaire. Ces oppositions fréquemment notées dans notre analyse régionale ne font que corroborer les observations faites par plusieurs auteurs. En 1944, par exemple T. Hay aboutissait déjà à des conclusions de ce genre dans son étude du Lake District [207].

2) Dans les terrains cristallins et éruptifs, l'adaptation du creusement glaciaire aux différences lithologiques — ce qu'on pourrait appeler l'érosion différentielle glaciaire — ne constitue bien souvent que l'aboutissement d'un long travail de préparation grâce auquel les contrastes d'altérabilité du matériel ont été mis en valeur par décomposition *in situ*. Les glaciers ont bien plus exploité le potentiel par ce lent weathering du Tertiaire, qu'ils n'ont agi par érosion sélective directe. Les longues phases de décomposition sur place des roches magmatiques et métamorphiques sont essentielles pour comprendre les particularités sédimentologiques de la moraine de fond et des formations fluvio-glaciaires ou fluviatiles qui en dérivent.

3) En définitive, le travail des glaciers écossais résidait bien plus dans une prise en charge des abondants stocks d'altérites tertiaires que dans une profonde attaque de la roche en place saine. Le terme « d'érosion glaciaire » s'il est commode et couramment employé n'en est pas moins assez ambigu. On peut mettre en doute l'effi-

cacité du défoncement du relief de socle par la glace, sans pour autant nier l'ampleur du transport effectué par les glaciers (ce qui équivaudrait à nier l'évidence dans les secteurs où les accumulations morainiques occupent un volume important). A l'échelle géologique, on doit considérer le Quaternaire froid comme une brève période de crise mise à profit par les glaciers, agents de transport qui ont puisé largement — parfois jusqu'à épuisement — dans les stocks de roches altérées mis à leur disposition.

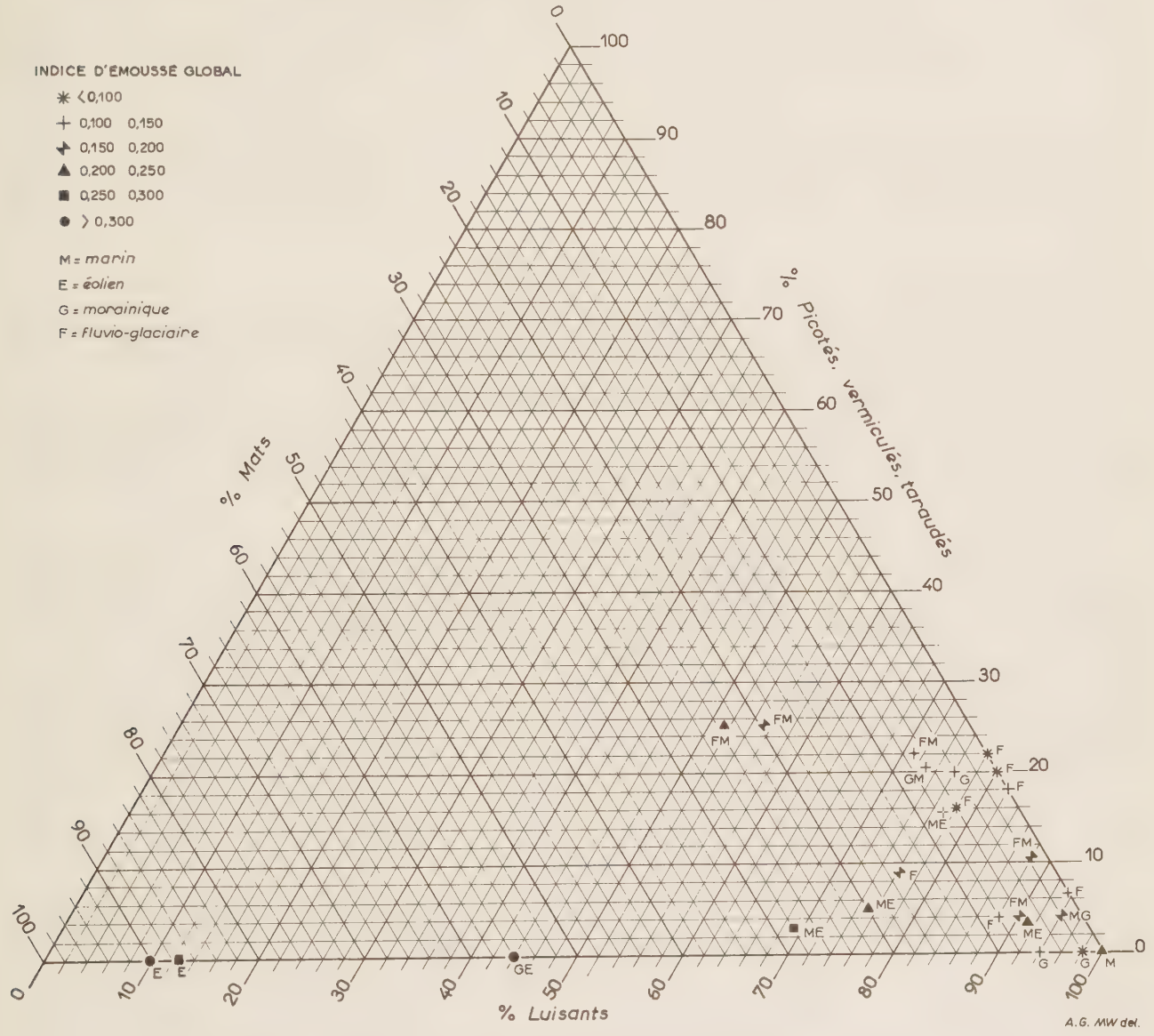


Fig. 180. — *Composition morphoscopique et émoussé global des grains de quartz de quelques formations sableuses et gréseuses de l'Ecosse du Nord-Ouest.*
(Taille comprise entre 0,50 et 0,315 mm).

4) D'importantes reprises d'érosion ayant déjà précédé leur arrivée, les glaciers n'ont fait en cela que suivre la voie qui leur était ouverte. Il est hors de doute que la valeur de cette dissection plio-pléistocène a été pour les régions montagneuses occidentales un atout majeur d'autant mieux utilisé que les organismes glaciaires qui les parcouraient étaient des glaciers de vallée bien alimentés.

5) Même dans les lieux où étaient réunies les conditions les plus favorables — les vallées étroites où le flux de glace était canalisé, et surtout les vallées de ligne de faille où le matériel était soumis à une fragmentation préalable — les glaciers écossais n'ont réalisé qu'un travail incomplet de déblaiement et ont laissé subsister en maints endroits des volumes de roches altérées, fragiles, au moins dans le milieu climatique actuel.

*

d. Le travail des eaux de fonte

A côté des actions glaciaires proprement dites, il faut réserver une place aux processus fluvio-glaciaires dans les transformations morphologiques pléistocènes, car les eaux de fusion ont laissé de nombreuses traces dans le paysage nord-écossais sans du reste en altérer pour autant les traits majeurs.

En Ecosse, les premiers relevés systématiques opérés dans le cadre de travaux de reconnaissance surtout descriptifs datent déjà d'une quarantaine d'années [A. G. Ogilvie, 325; J. W. Gregory, 181]. Suivirent des études utilisant les marques fluvio-glaciaires (notamment les chenaux marginaux : « overflow channels ») pour reconstituer les étapes de progression et de régression des grands lobes glaciaires : en Ecosse du Nord-Est, A. Bremner par exemple [66 et 67]. Il faut attendre une période plus récente pour voir l'attention se porter sur les relations entre les formes et les mécanismes. Parmi les nombreux travaux consacrés à cette question, signalons plus particulièrement les analyses faites par H. R. Drehwald en Angleterre du Nord et en Ecosse du Sud [129] et par J. B. Sissons en Ecosse [402]. Nous nous contenterons de regrouper ici les principaux points qui se dégagent de notre étude régionale.

Les grandes accumulations fluvio-glaciaires.

A en juger par l'importance des volumes résiduels de sable et de cailloux d'origine fluvio-glaciaire accumulés dans les régions marginales de l'Ecosse septentrionale, plus spécialement en bordure de la Mer du Nord, on peut estimer que les eaux de fonte ont eu une grosse capacité de transport.

Ces accumulations où domine d'ordinaire la fraction grossière, ont des caractères sédimentologiques — classement moyen ou médiocre, hétérométrie encore prononcée, litage fruste — qui trahissent un dépôt rapide. Comme on pouvait s'y attendre, le matériel a été prélevé pour la plus grande partie dans le manteau morainique, ainsi qu'en témoignent les liens étroits de parenté d'ordre lithologique pour les galets, d'ordre morphoscopique ou granulométrique pour les sables *(fig. 180)*.

La localisation répond à deux types principaux :

1) Dans les élargissements internes des vallées ou aux confluences majeures. Les masses de cailloutis d'Achnasheen, du Glen Glass, du Strath Rory, etc. obéissent à ce dispositif. Les caractères du matériel dépendent indirectement — par l'intermédiaire de la moraine — du faciès des roches du socle en arrière. Ainsi la forte proportion de sable dans les formations du Strath Rory est à mettre en rapport avec l'altérabilité de granites qui ont fourni aux glaciers puis aux eaux de fonte un stock important d'arène.

2) En bordure de la côte ou de la plaine litttorale, au débouché des principales vallées. Très souvent s'opère un passage latéral progressif aux plages anciennes, par l'intermédiaire de plans doucement inclinés ou de cônes très aplatis. La distinction entre les deux formations est difficile, voire impossible en raison des transitions. Il est clair, comme l'ont montré de nombreux auteurs, de A.G. Ogilvie [325] à J.B. Sissons [403], pour les côtes écossaises — mais le fait n'est pas particulier à l'Ecosse —, que les accumulations des rivages soulevés sont en grande partie des matériaux fluvio-glaciaires plus ou moins remaniés. Pour les deux ensembles de plages les plus élevés qui sont d'âge tardiglaciaire, le raccord insensible avec les dépôts d'eau de fonte aussi bien sur la côte nord-ouest (Gruinard Bay, Loch Ewe) que le long du Moray Firth, montre clairement que les deux phénomènes sont contemporains.

On ne doit pas oublier que les masses de sables et de cailloutis qui subsistent dans le relief actuel ne représentent qu'une faible portion des volumes que déposèrent les eaux de fonte. En effet, les accumulations fluvio-glaciaires sont fragiles et ont été victimes d'une série de destructions.

A l'intérieur, elles ont été soumises à la puissante dissection des eaux courantes qui intervinrent immédiatement après le dépôt, alors que le climat gardait des caractéristiques périglaciaires (les phénomènes de cryoturbation visibles sur les versants de dissection en font foi). Ce ruissellement qui a étalé les débris en une nappe formant maintenant une terrasse moyenne, a été beaucoup plus efficace que les entailles postglaciaires qui ont suivi, même en tenant compte des quelques dégâts supplémentaires occasionnés par l'action de l'homme.

Le long des côtes, les sédiments fluvio-glaciaires ont été facilement attaqués par les vagues et leur matériel a servi à édifier les plages étagées qui étaient affectées au fur et à mesure par le mouvement positif d'ensemble de rétablissement isostatique.

Tous ces dépôts fluvio-glaciaires dont la fragilité est mise en lumière par le caractère fragmentaire de leurs vestiges, appartiennent sans aucun doute à la dernière glaciation. Aucune nappe de débris plus ancienne n'a réussi semble-t-il à se maintenir suffisamment bien pour qu'elle soit reconnaissable. En général, les accumulations mises en place par les eaux de fonte ne remontent pas — du moins dans les régions côtières — à une date antérieure à l'édification de la plage soulevée supérieure, c'est-à-dire au stade de la « Perth Readvance » dans la chronologie de Donner, ou de la « Moraine Glaciation » (Highland Readvance) dans celle de Charlesworth. Pour Sissons, il est vrai, la plage soulevée supérieure serait d'âge variable suivant les

endroits [403]. Mais de toute façon, elle se rattache aux épisodes d'occupation par la mer — le terme de transgression est équivoque puisque le niveau des océans était, il y a 12 000 ans, inférieur d'environ 50 m au niveau actuel d'après Fairbridge — profitant du début du retrait glaciaire à la fin du Würm. Il est juste toutefois de reconnaître qu'en bordure du Moray Firth, de Golspie à Helmsdale, subsistent les témoins d'une grande nappe de cailloutis très probablement fluvio-glaciaire qui a été déposée avant que ne s'édifie la plage soulevée supérieure. Cette formation doit donc vraisemblablement dater du retrait séparant la « Scottish Readvance » de la « Perth Readvance », si tant est que la chronologie établie par Donner soit exacte. Les ravins qui se raccordent au sommet du remaniement auraient par conséquent un âge relativement ancien.

Les formes de creusement.

Les entailles effectuées par les eaux de fonte sur les versants, surtout si elles sont faites dans la roche en place, sont évidemment bien plus durables que les accumulations. La fraîcheur de la plupart d'entre elles montrent qu'elles appartiennent bien aux derniers épisodes glaciaires.

Bien qu'étant, dans la majorité des cas, des formes de détail, les blessures occasionnées par le creusement des eaux de fonte sont dans l'ensemble nettes et faciles à suivre sur le terrain, à retrouver sur les photos aériennes. Néanmoins *des différences régionales* existent qui ne sont pas directement d'essence structurale mais plutôt climatique et topographique. Il est à remarquer, en effet, que les gorges, les ravins, les chenaux créés par les eaux de fonte ont surtout une réelle importance dans le modelé des régions périphériques assez basses, telles que la côte nord du Mainland, la bordure du Moray Firth et surtout le Caithness.

Cette localisation est tout à fait normale, puisque les régions en question font partie de la zone d'accumulation et de fusion des derniers grands glaciers écossais, notamment des nappes de glace jalonnant les ultimes réavancées (Perth Readvance et Highland Readvance). On pourrait donc en déduire que les marques imprimées dans le paysage par les eaux de fonte sont d'autant plus visibles que le relief a été moins transformé par l'érosion glaciaire. En d'autres termes, pour qu'elles apparaissent clairement, il ne faut pas qu'entre les reprises d'érosion préglaciaires (ou interglaciaires) et la dissection par les eaux de fonte se soit intercalée une vigoureuse phase de creusement par les glaciers.

Beaucoup plus surprenante à première vue est la rareté des formes de creusement par les eaux de fonte dans les Orcades, région marginale et peu élevée par excellence. En fait, cette apparente anomalie s'explique aisément. Elle tient à plusieurs causes qui ont déjà été analysées dans l'étude régionale. Tout d'abord les Orcades n'ont pas connu de glaciation tardive, comme le reste de l'Ecosse du Nord. Elles n'ont même pas été, semble-t-il, atteintes par la puissante « Scottish Readvance » qui a pourtant recouvert la quasi-totalité de l'Ecosse. La seule exception concerne, dans la partie méridionale de l'archipel, l'île montueuse de Hoy, où des glaciers se sont maintenus tardivement, sans doute jusqu'à l'époque de la « Highland Redvance » (Moraine glaciation). Or ce secteur est précisément le seul à posséder quelques ravins et chenaux caractéristiques. Hormis cette portion sud, les Orcades n'ont donc pas connu de retour offensif de la glace et se sont trouvées placées dans un domaine périglaciaire où une active solifluction a pu effacer les formes plus anciennes.

Les multiples entailles sculptées par les eaux de fonte dans le modelé présentent une grande variété d'aspect qui tient moins aux différences de matériel qu'aux contrastes d'évolution d'un point à l'autre. Toutes les formes d'érosion, en effet, ne sont pas nécessairement liées à une récession glaciaire : certaines sont contemporaines de glaciations de vallée. En outre, parmi celles qui ont accompagné les stades de retrait, beaucoup ont une histoire compliquée, tributaire des vicissitudes locales de la déglaciation.

Enfin de nombreuses coupures n'ont fait que reprendre d'anciens vallons et d'anciennes vallées d'âge préglaciaire (ou interglaciaire) imparfaitement fossilisés par le drift. Ce dispositif est fréquent dans toutes les régions qui bordent la Mer du Nord, où les eaux de fonte ont largement contribué à l'exhumation d'un modelé de dissection préexistant partiellement bouché par la moraine de fond. Les quatre brèches qui recoupent la bordure occidentale de l'Inverness Firth, de nombreux vallons et ravins encaissés dans le granite du massif d'Helmsdale appartiennent à cette catégorie. Quant aux vallées du Caithness creusées dans le Vieux-Grès-Rouge et incomplètement remplies par la moraine, elles montrent quelques beaux exemples d'épigénie locale (Dunbeath Water, etc.) qui ne sont précisément explicables que par un encaissement marginal à caractère fluvio-glaciaire.

Malgré le nombre élevé de leurs combinaisons qui résulte d'évolutions plus ou moins complexes, les formes creusées par les eaux de fonte peuvent se ramener à *quelques types principaux*. Bien entendu entre les trois catégories que nous distinguons, n'existe pas de coupure tranchée et les transitions ne sont pas exclues.

1) Dans une premier groupe se rangent de profondes coupures qui datent au plus tard des glaciations de vallée de la fin du Würm, mais qui peuvent aussi bien remonter à une époque plus reculée. Ces entailles relativement anciennes sont néanmoins bien conservées, car elles affectent d'ordinaire des roches en place résistantes.

Parfois ce sont des gorges sous-glaciaires, comme celle qu'on rencontre au sein du Glen Carron, enfoncée de 5 à 10 m dans le gneiss. On serait tenté, dans bien des cas, de les prendre pour de simples formes de creusement postglaciaire, en raison de leur position au fond des auges glaciaires. Mais la valeur de l'incision, la présence de stries sur les parois rocheuses, quelquefois des vestiges de placages morainiques à basse altitude, permettent de les identifier. Le problème s'est posé, nous l'avons vu, pour la riv. Shin, la Black Water, etc. Il n'est pas toujours possible d'exclure un passage à un vigoureux chenal proglaciaire : sur la riv. Beauly par exemple.

Les gorges para-glaciaires sont plus faciles à reconnaître, car elles recoupent bien souvent les versants dans une position aberrante et certaines sont mortes. Ainsi la profonde blessure qui entaille sur 15 m et davantage la roche en place du flanc sud-est du Strath Kanaird, bien qu'étant empruntée par un fougueux torrent, ne peut pas passer pour une gorge de raccordement postglaciaire puisque son tracé est presque parallèle à la vallée principale. D'autres exemples non moins schématiques sont visibles à Auchtertyre, le long du Strath Glass, du Glen Shiel etc.

Mais de toutes les formes d'érosion créées par les eaux de fonte, les plus spectaculaires sont sans conteste les profondes gorges développées à la faveur d'une ligne de faille. Vallées étroites, à bords raides et à fond plat, elles exploitent les volumes de roches broyées, sans être pour autant nécessairement rectilignes. La gorge du Glen Valtos (Lewis) bien que tributaire dans l'ensemble d'une zone de broyage, décrit des sinuosités marquées qui témoignent d'une vigoureuse action des eaux courantes. Quelquefois on peut admettre que le creusement a été l'œuvre d'un puissant torrent sous-glaciaire, comme à Glutton (Strath Kanaird) où la gorge débouche dans une auge glaciaire.

Toutes ces formes majeures de creusement profondément imprimées dans la roche en place ont nécessité pour leur façonnement des eaux de fonte extrêmement abondantes, à proximité immédiate de glaciers de vallée bien alimentés qui n'étaient pas arrivés à un stade de décrépitude. On doit donc leur assigner un âge relativement ancien, antérieur très certainement aux phénomènes de retrait qui ont permis l'édification de la plage soulevée supérieure dans les embouchures de plusieurs vallées. A Rhum, par exemple, il est clair que ce rivage ancien, tardiglaciaire a pénétré dans la partie inférieure de la gorge du Glen Duian que les eaux de fonte avaient creusée à travers la moraine et les gabbros décomposés. Toutefois le raccord qu'on observe sur la Riv. Beauly inférieure entre les banquettes et les terrasses accompagnant la gorge d'une part, le sommet du remblaiement fluvio-glaciaire qui conduit à la plage soulevée supérieure d'autre part, semble indiquer que l'élaboration a pu se poursuivre jusqu'à une date tardive en certains cas.

2) Il convient de séparer des gorges précédentes, les entailles plus réduites mais souvent plus fraîches, qui sont nettement liées aux phénomènes de déglaciation.

Les chenaux marginaux — les classiques « spillways » — ne sont pas rares. Ils égratignent assez peu la roche en place, mais mordent bien sur le manteau de moraine. Parfois ils entament même les grandes nappes de cailloutis sur les bordures (Glen Glass moyen) en fournissant ainsi un point de repère au défoncement initial de ces formations fluvio-glaciaires. Grâce à leur tracé en échelon sur les versants ils matérialisent quelquefois les étapes de l'abaissement des glaciers dans leurs vallées (ex. : Burn of Latheronwheel).

Les ravins ou les ravineaux élémentaires inscrits sur les versants suivant la ligne de plus grande pente, correspondent aux « spillways » libres de Drehwald [129]. Leur tracé montre que, contrairement aux chenaux marginaux, ils ont été créés indépendamment des arrêts temporaires de la glace. Ils s'organisent souvent en groupes faits d'éléments parallèles, comme en bordure du loch Lochy, du Glen Glass, du Loch Duich ou encore sur le versant nord du Strath Peffer. Beaucoup sont morts, mais ceux qui ont réussi à survivre sont naturellement incisés un peu plus profondément que les autres. Néanmoins la faiblesse de la hiérarchisation ne s'est guère montrée propice en général au creusement de vigoureuses entailles.

Ces dernières existent, mais elles sont isolées. Elles ont bénéficié d'une concentration des eaux qui ne date pas obligatoirement de la seule époque tardiglaciaire. Il s'agit de ravins courts mais profonds qui s'encaissent couramment dans la roche en place, et qui portent des marques bien visibles de l'action du gel. Parfois encombrés encore de pierraille anguleuse détachée des parois par la gélifraction, ils débouchent d'ordinaire dans les vallées principales par l'intermédiaire d'un cône formé d'éléments grossiers et mal roulés. Quand le raccord se fait avec les accumulations de plages anciennes, une datation — au moins relative — devient possible.

On est ainsi conduit à noter que ces ravins ont pour la plupart été creusés rapidement jusqu'à une époque correspondant à la dernière phase d'abandon des grandes vallées par les glaciers. Dans les régions de bordure du Moray Firth, les cônes se raccordent avec la plage soulevée supérieure qui a été édifiée — rappelons-le — à un moment où les vallées principales étaient encore occupées par la glace presque jusqu'à leur embouchure. Les relations sont clairement visibles au débouché de la gorge de Rosemarkie Glen, du petit ravin de Fortrose et surtout de la superbe entaille de Socach Hill profondément installée dans les gneiss et dans les grès. Bien des cônes aplatis, édifiés par des cours d'eau plus importants (Glass, Alness, Orrin) passent d'ailleurs latéralement à la plage supérieure.

Sur la côte nord-ouest, la proximité des montagnes autorisait une présence plus durable des glaciers. Dans les vallées qui ne furent abandonnées que plus tardivement par la glace, les ravins cette fois raccordent leur cône à la plage soulevée intermédiaire. On peut voir ce dispositif en bordure du Loch Hourn, du Loch Duich et en maints endroits plus au Nord, notamment à la tête du Loch Torridon, où l'organisme torrentiel de Fasag débouche au niveau d'une plage ancienne qui est elle-même coiffée un peu plus loin par les moraines d'une ultime avancée.

Il faudrait donc en déduire que les ravins n'ont pas le même âge à l'Est et à l'Ouest, ce qui est très plausible. Au reste, il importe d'ajouter que nous ne savons pas si effectivement les plages anciennes se sont formées à la même époque suivant les lieux [v. à ce sujet J.B. Sissons 403].

En outre, plusieurs entailles ont continué de fonctionner postérieurement à la phase de dissection principale qui leur a donné naissance, et sans qu'apparaisse nécessairement dans les formes une discontinuité bien nette. Ainsi les gorges du pourtour de Gruinard Bay se sont encaissées dans la plage intermédiaire en atteignant parfois la roche en place. D'autres exemples de rajustement sont visibles au Loch Eriboll, au Loch Broom, à Sangobeg etc où des petits ravins se raccordent à la plage soulevée postglaciaire, après avoir subi un creusement les faisant déboucher à un niveau inférieur au zéro actuel.

Nous nous acheminons donc par transitions vers les formes d'érosion composites qui constituent un type très répandu en Ecosse du Nord.

3) Les entailles composites, qu'elles soient gorges ou ravins sont restées pour la plupart fonctionnelles. Elles portent souvent dans leur modelé les traces d'une ou plusieurs discontinuités sous forme de terrasses ou de banquettes.

On les trouve répandues dans toute l'Ecosse septentrionale depuis Skye (montagnes du Centre et Glen Uig par exemple) jusqu'aux régions bordières de la Mer du Nord (environs d'Helmsdale, Caithness méridional et central) en passant par le Mainland central (Strath Halladale, Strath Fleet, Strath Carron etc.).

Leur dispositif comporte généralement dans la partie supérieure une grande coupure représentant à elle seule les 3/4 ou même les 4/5 de la valeur totale du creusement et portant les marques d'un façonnement en milieu froid : en matériel rocheux les traces d'une active gélivation sont partout présentes; dans le manteau d'accumulation morainique, même le plus poreux, une série de ravineaux morts burine les versants raides. A la base de ces vigoureuses pentes de dissection imputables au travail des eaux de fonte, se place toujours une rupture de pente matérialisant la discontinuité de l'évolution morphologique. Dans les gorges on trouve généralement des fragments d'une terrasse d'époque froide formée de cailloux grossiers et subanguleux et passant latéralement à des éléments de banquette sculptés dans la roche et quelquefois remarquablement réguliers (ceux de la Berriedale Water taillés dans les quartzites par exemple). Les ravins, pour leur part, ont des replats qui se prolongent par un cône à revêtement alluvial de gros débris et à pente accusée.

Terrasses et cônes sont incisés par une seconde coupure beaucoup plus modeste que la précédente — quelques mètres tout au plus pour la partie visible — mais qui peut néanmoins atteindre localement la roche en place. La base de cette nouvelle entaille est rarement visible, car elle est masquée par un remblaiement alluvial postérieur qui forme terrasse et dont le sommet se raccorde par endroits à la plage soulevée inférieure d'âge postglaciaire. Tout porte donc à croire que la seconde dissection s'est opérée au moment de la régression marine qui a précédé l'élaboration de cette plage ancienne, c'est-à-dire, d'après Donner, à la fin du Tardiglaciaire, avant la fameuse coupure pollinique de la B.A.T. (Boreal-Atlantic Transition). Il est vrai que l'évolution est quelquefois plus complexe en apparence : le long de la Berriedale Water moyenne par exemple, s'observent deux terrasses à débris anguleux gélivés, au lieu d'une. Mais cette anomalie s'explique sans doute par les caractères du matériel remanié dans la seconde terrasse : les cailloux de quartzite, en effet, s'ils sont sensibles au gel libèrent peu de fraction fine par l'action des eaux courantes et prennent difficilement un début d'émoussé.

On peut admettre, en définitive, que toutes les formes composites de creusement que nous venons d'analyser ont une histoire tributaire d'abord des conditions locales de la déglaciation, puis des vicissitudes plus générales du niveau marin, liées elles-mêmes, ainsi que nous allons le voir, au relèvement isostatique d'ensemble de l'Ecosse.

2. — LE LITTORAL

Par la variété de ses formes, par la diversité des problèmes qu'il pose, le littoral nord-écossais aurait mérité à lui seul une longue étude systématique. Pareille analyse sort évidemment du cadre de notre ouvrage. Nous nous contenterons donc de dégager ici, à partir des multiples observations régionales, les principales conclusions ayant une portée générale, tant sur le plan de la morphologie littorale proprement dite que sur celui de l'évolution du modelé au Pleistocène et à l'Holocène.

a. Les rivages préglaciaires et interglaciaires

Sur toute la façade occidentale de l'île de Mull, dans les Treshnish Islands, ainsi qu'à Colonsay et Islay plus au Sud, la mer a façonné dans un matériel de roches cohérentes de larges banquettes très régulières qui gardent des traces indiscutables du passage des glaciers (stries, roches moutonnées, et même lambeaux de drift). Bien que développées le long de côtes exposées à l'Ouest qui bénéficient d'un fetch illimité, ces formes d'abrasion marine dont l'ampleur peut dépasser 100 m en matériel pourtant résistant, ont nécessairement exigé pour leur élaboration une assez longue période de stabilité du niveau marin. Aussi est-il logique de leur assigner plutôt un âge préglaciaire qu'interglaciaire.

Comme le faisait déjà remarquer Wright [479 et 481], ces vastes plates-formes d'abrasion marine sont assez étroitement localisées à l'Ouest du secteur qui a connu précisément le plus fort relèvement isostatique postglaciaire de toute l'Ecosse.

Apparemment leur répartition obéit donc à une double influence : celle des conditions d'exposition aux vagues les plus fortes, celle du soulèvement de l'écorce le plus accusé. En réalité, on peut se demander si ces rivages préglaciaires dont deux générations différentes semblent représentées à Mull — respectivement à + 35 m et + 50 m —, ne se retrouvent pas à des altitudes inférieures dans des régions périphériques, moins affectées par le relèvement isostatique. Ainsi à l'extrémité ouest d'Ardnamurchan, vers Kilchoan, existe vers + 42 - 45 m une encoche usée par la glace et recouverte d'éboulis tradiglaciaires par endroits. On serait tenté d'y voir un témoin du rivage le plus haut et le plus ancien présent à Mull, mais les formes sont bien émoussées et l'exposition peu favorable. Plus loin, les restes de vieux littoraux préglaciaires devraient être encore plus bas, mais les raccords sont de plus en plus délicats avec l'accroissement des distances d'autant qu'il devient de plus en plus difficile d'écarter le risque de confusion avec les littoraux soulevés tardiglaciaires ou même postglaciaires au moins pour les formes d'érosion. En Irlande orientale et sud-orientale, S. Martin a repéré des restes étendus et très réguliers de plate-forme rocheuse recouverte de drift, à quelques mètres seulement au-dessus de l'estran actuel [307 et 308]. Ces vestiges auxquels Martin attribue un âge vraisemblablement préglaciaire sont-ils les homologues méridionaux des banquettes côtières qu'on rencontre à Lewis, taillées dans le gneiss à basse altitude, marquées parfois de traces de polissage ou encore recouvertes de head ou de drift ? Comme les deux régions en question n'ont connu qu'un relèvement isostatique très faible ou nul, ce devrait être théoriquement possible. Mais toute tentative de corrélation est prématurée, vu l'état fragmentaire des observations. Il en est de même *a fortiori* pour les restes de plages qui jalonnent vers + 6 m et + 12 m le coin nord-ouest de Hoy (Orcades) : ces accumulations fragiles qui subsistent dans un endroit qui fut exposé aussi bien à l'érosion marine qu'à l'action des glaciers, ne sont peut-être pas préglaciaires.

En revanche, on peut considérer comme acquise l'existence de restes d'un rivage interglaciaire à Lewis : tantôt banquette rocheuse fossilisée par la moraine de fond puis exhumée partiellement comme à la péninsule d'Eye, en bordure du Minch, vers + 1,5 - 2,5 m; tantôt plage de galets comprise entre deux couches de drift comme à Butt of Lewis à + 2 - 4 m environ en exposition ouest. D. F. W. Baden-Powell qui avait déjà signalé une partie de ces accumulations [14] a plus tard avancé pour elles un âge tyrrhénien (?) en se fondant sur le caractère mélangé de la faune. [15].

Sans doute conviendrait-il de rattacher aux formes anciennes — préglaciaires ou interglaciaires — non seulement des banquettes rocheuses littorales plus ou moins oblitérées par le passage des glaciers, mais aussi de nombreuses falaises encore imparfaitement dégagées de leur manteau de drift. Dans son étude des côtes de l'Ecosse du Nord-Est, K. Walton a très justement fait remarquer que les traits d'érosion auxquels on ne prêtait pas suffisamment attention — falaises, geos, pinacles, plates-formes — n'étaient le plus souvent que des formes respectées par les glaciers, fossilisées par le drift et plus ou moins exhumées depuis [459]. Nous avons vu que bien des falaises du Caithness rentraient dans cette catégorie et que certaines d'entre elles pouvaient se raccorder à un vieil estran, proche du littoral actuel. Est-il besoin de souligner, dès lors, le danger que comporterait l'utilisation de l'altitude absolue comme critère unique de différenciation entre les rivages préglaciaires et les rivages plus récents, puisque le relèvement isostatique a été assez inégal d'un secteur à l'autre en Ecosse, en raison des différences d'épaisseur de la glace pléistocène.

b. Les rivages soulevés

Pourtant l'étude des plages soulevées de la bordure du Moray Firth (chapitre IX) nous a montré qu'on ne pouvait pas compter sur la nature des galets, sur leur classement ou sur leur taille pour distinguer les différents rivages anciens; qu'il ne fallait s'appuyer qu'avec beaucoup de prudence sur les indices d'émoussé et d'aplatissement des cailloux, car les changements d'un niveau à l'autre étaient le plus souvent progressifs. En l'absence de lits à pollens, de faunes et de vertiges d'industrie bien caractérisés et largement représentés

il faut bien avoir recours en général au raccord latéral des éléments de plages ou de plates-formes, sans perdre de vue le danger que comporte pareille utilisation.

La distinction désormais classique entre littoraux tardiglaciaires et littoraux postglaciaires est parfaitement valable en Ecosse comme en Scandinavie et nos observations fondées sur les relations avec les accumulations glaciaires et fluvioglaciaires et avec les dépôts de tourbe submergée d'âge boréal cadre en gros avec les chronogies établies par Wright [481] et Donner [128]. Il reste toutefois que l'utilisation trop exclusive du critère altimétrique soulève des difficultés et peut même conduire à mettre en lumière des impossibilités.

Les rivages soulevés tardiglaciaires.

Le rivage ancien que nous avons baptisé faute de mieux « *supérieur* » (1), afin d'éviter la dénomination trop rigide de « 100-foot beach », est représenté sur les côtes d'Ecosse du Nord par une étroite frange discontinue dont la superficie est assez modeste au total. Dans l'extension restreinte des vestiges, il n'est pas toujours commode de faire la part de ce qui revient aux actions de destruction ultérieure par les vagues et de ce qu'on peut attribuer aux lacunes originelles causées par la présence des glaciers.

Si aucun témoin n'a été retrouvé dans les Hébrides externes ou dans les Orcades, en revanche il semble que de petits restes d'accumulations de plage s'avancent dans le Caithness méridional jusqu'à la latitude de Janetstown Harbour : Dunbeath + 15 m, Janetstown + 14-17 m. Ces altitudes relativement basses ne doivent pas surprendre, car la plage supérieure a été nettement déformée par les inégalités du relèvement isostatique, consécutif à la déglaciation de l'Ecosse. Il est normal que les régions périphériques recouvertes d'une carapace de glace plus mince aient subi un relèvement moindre. Les valeurs observées au Caithness s'intégreraient d'ailleurs assez bien à la carte provisoire des altitudes de la plage supérieure proposée par J.J. Donner [128]. Sur cette carte, on voit très bien la décroissance des isobases depuis le Loch Linnhe (+ 35 m) vers l'extérieur. Tout récemment encore C. A. M. King et Wheeler ont signalé que dans l'extrême-nord du Sutherland, le rivage supérieur était non seulement situé à une altitude faible (comprise entre + 15 et + 24 m) mais s'inclinait vers l'Ouest en raison de la diminution d'épaisseur de la glace dans cette direction au cours de la dernière glaciation [252].

Plus surprenante est la disparition brutale des témoins du rivage supérieur le long des côtes du Caithness. Elle s'explique difficilement par une descente de la plage ancienne sous le niveau actuel de la mer, car il faudrait admettre un plongement anormalement fort. La présence d'une nappe de glace résiduelle en bordure de la Mer du Nord serait une explication plus plausible.

Comme l'avait déjà noté Wright à plusieurs reprises [480 et 481], le littoral soulevé supérieur n'a pas laissé de marques bien profondes et bien accusées d'érosion dans la roche en place : les encoches sont rares et ce sont surtout des accumulations souvent abondantes qui jalonnent cette ancienne ligne de rivage. Une des exceptions les plus remarquables est fournie par la magnifique banquette rocheuse taillée le long de la côte sud-ouest de Rhum grâce à des conditions anormalement favorables, sinon par le matériel, du moins par l'excellente exposition de plein fouet aux vagues du Sud-Ouest avec un fetch pratiquement infini. Mais il reste que dans l'ensemble, les traits d'érosion sont rares et manquent de vigueur. Aussi est-il légitime d'en déduire avec Wright que la mer n'a pas stationné bien longtemps à ce niveau. Pour J.B. Sissons il ne s'agirait même pas d'un rivage bien défini, mais plutôt d'une simple limite supérieure de submersion marine ayant progressé au fur et à mesure du retrait des glaciers écossais, donc établie provisoirement et à des dates nécessairement différentes suivant les lieux [403].

On a montré, en effet, depuis longtemps que les plages soulevées supérieures s'étaient formées au voisinage immédiat des glaciers, à une époque où mainte basse vallée était encore occupée par la glace, d'où les lacunes de sédimentation contrastées dans certains bras de mer. De fait, les parties inférieures des grandes vallées bien alimentées autrefois en glace sont souvent dépourvues de vestiges de rivage supérieur, aussi bien dans les glens de la côte nord-ouest (Loch Torridon, Loch Carron etc.) de Mull (Glen Forsa, Loch Bà) que dans quelques uns des grands firths débouchant sur la Mer du Nord (fond du Dornoch Firth par exemple). En revanche, dans les vallées à alimentation glaciaire plus faible où la déglaciation a été précoce, la haute plage soulevée est présente : baie d'Applecross, Glen Harris (Rhum) etc.

A ces preuves purement négatives, il faut joindre des témoignages plus concrets, notamment le passage latéral des accumulations fluvio-glaciaires aux formations marines. Ce phénomène très fréquent qui est à l'origine de nombreuses confusions dans la cartographie des dépôts, était déjà signalé par Ogilvie il y a plus d'un demi-siècle tout au long du Moray Firth [325]. Il vient d'être étudié systématiquement sur la côte septentrionale du Sutherland par C.A.M. King et Wheeler qui remarquent que tous les traits d'un ancien haut niveau littoral sont associés à des dépôts glaciaires ou fluvio-glaciaires [252]. Il est également courant en

(1) Il n'est « supérieur » qu'en Ecosse, W. Anderson ayant montré que sur la côte du Northumberland, sur la Tyne et aux alentours, se retrouvaient des vestiges d'un niveau marin plus élevé, élaboré à un moment où l'Ecosse était encore recouverte par la glace [12].

bordure des côtes occidentales, à Skye dans l'Ouest de la péninsule de Sleat (Drochaid Lusa), dans le Loch Linnhe etc. A Mull, on constate même que des alluvions marines ont été reprises par la glace au Loch Spelve et que la moraine de poussée du Loch Don bouscule le matériel de la plage supérieure. Le retrait de la glace a donc été coupé par quelques petites réavancées locales.

Somme toute, il est logique de conclure que les vestiges du rivage soulevé le plus haut matérialisent la limite temporaire de la transgression marine qui accompagnait le recul de la glace au Tardiglaciaire, alors que le relèvement de compensation isostatique n'était qu'à peine amorcé. Les analogies, on le voit, sont grandes avec la submersion intervenue en Scandinavie au cours de la phase dite de la « Mer à Yoldia » et des auteurs tels que W.J. McCallien [287], W.B. Wright [481], A.D. Lacaille [259], J.J. Donner [128] ont admis plus ou moins explicitemnt une corrélation entre les deux phénomènes transgressifs. De sérieuses divergences subsistent néanmoins entre les chronologies proposées par J.K. Charlesworth [90], et J.J. Donner, puisque le premier rapporte la formation de la plage soulevée supérieure à la phase « M » de sa « moraine glaciation » (= Highland Readvance) tandis que le second la place avant l'interstade d'Alleröd, durant le retrait qui a suivi la « Perth Readvance », c'est-à-dire respectivement vers 8 500 ans et 10 ou 11 000 ans avant J.-C. (zones III et I des analyses polliniques). J.B. Sissons tire argument de ces désaccords pour nier l'existence d'une véritable phase de stabilité du niveau marin génératrice de plages de même date : pour lui, les dépôts supérieurs — fluvio-glaciaires autant que marins — se sont formés au cours de la longue période de retrait des glaciers écossais, à des époques différentes suivant les endroits.

Si au début de la déglaciation, la montée du niveau marin le long de la marge glaciaire a été plus rapide que le relèvement de compensation isostatique, par la suite, le soulèvement l'a emporté en provoquant une baisse rapide de l'altitude relative des rivages. Ce schéma valable pour la Scandinavie est également applicable en Ecosse. Le retrait de la mer est jalonné par des vestiges assez dispersés d'accumulations marines et plus rarement de banquettes d'abrasion qui s'intercalent entre la plage ancienne postglaciaire très répandue et le niveau supérieur analysé précédemment. Aussi peut on désigner commodément les témoins en question par une expression du genre de « *rivage soulevé intermédiaire* » équivalent de la « 50-foot beach » mais volontairement moins précis et auquel il ne faudrait pas attacher de signification chronologique trop stricte.

Sur les côtes occidentales, il est certain que la régression marine était largement entamée, quand des glaciers occupaient encore la partie inférieure de leur vallée.

Nous disposons de plusieurs preuves à l'appui de cette affirmation d'ailleurs classique. A Mull, Wright a remarqué depuis longtemps que les beaux complexes fluvio-glaciaires aux formes subaériennes caractéristiques qui limitent le Glen Forsa inférieur et la basse vallée du Loch Bà se terminent à des altitudes beaucoup plus faibles que les témoins de plage supérieure conservés sur le front de mer (10 m seulement pour le Glen Forsa) et qu'ils n'ont donc pu se former qu'après un puissant retrait de la mer [29 et 481].

Plus au Nord, nous avons signalé dans notre analyse régionale qu'en bordure de la baie de Gruinard et du Loch Ewe s'observait couramment un passage latéral des formations fluvio-glaciaires à une plage intermédiaire de 15 m environ d'altitude. A An Oirthir aux environs de Gairloch, tout comme dans le site classique de l'Upper Loch Torridon, les galets du rivage intermédiaire (+ 15-16 m) sont même recouverts par les accumulations morainiques d'un stade glaciaire tardif.

Ces relations parfaitement claires ne permettent pas le doute. Elles montrent qu'à l'époque le recul des glaciers a été interrompu par une réavancée glaciaire tantôt contemporaine en gros de l'élaboration du rivage intermédiaire comme à Gruinard Bay, au Loch Ewe ou encore au Loch Carron (moraine de Blackwood) tantôt légèrement postérieure, à Mull, au Loch Torridon ou à An Oirthir. Cette dernière progression des glaciers marque pour Charlesworth le stade « N » de sa « moraine glaciation ». Elle devrait, si l'on en croit Donner, correspondre à la « Highland Readvance » (vers 8 000 ans avant J.-C.) et serait dans ce cas équivalente de la zone pollinique III pour la période tardiglaciaire (= phase à Dryas d'Europe continentale).

Bien que la surrection de compensation glacio-isostatique ait dû se ralentir assez tôt en Ecosse — les grandes vitesses de soulèvement durent peu après la fusion des inlandsis, quelques siècles, un millénaire tout au plus d'après J. Corbel [107] — il est prouvé que le retrait de la mer s'est poursuivi, au point de faire émerger des secteurs situés maintenant bien en dessous du zéro actuel. Cette *phase d'émersion* est attestée par la présence de forêts de pins submergées, par l'existence de lits tourbeux qui plongent sous la mer tout en passant par endroits sous les dépôts de la plage soulevée inférieure (postglaciaire).

Ces tourbes submergées se rencontrent en plusieurs points du littoral nord-écossais : aux Hébrides externes (Lewis, North Uist, South Uist), aux Orcades ainsi qu'en bordure du Mainland (Sangobeg, Loch Eriboll, Moray Firth). Mais leur répartition n'est pas limitée aux côtes écossaises ni même britanniques, puisque des témoins sont répandus autour du bassin de la mer du Nord (v. à ce sujet A. Guilcher [190 et 195]). Une telle extension débordant de beaucoup le cadre des régions de glaciation quaternaire montre bien, comme le notait déjà Wright, que la régression est en partie au moins d'origine eustatique.

On admet d'ordinaire que cette phase bien marquée de retrait de la mer date du Boréal (7 500 - 6 000 ans av. J.-C.) et qu'elle a pris fin avec la submersion d'âge atlantique (v. par exemple J. Donner [128]). Nombreux sont les auteurs qui parallélisent logiquement cette régression avec la période du lac à Ancylus en Baltique.

Les quelques analyses polliniques de tourbes submergées d'Ecosse septentrionale (fond du Loch Eriboll, Hébrides externes) que nous devons à l'obligenace de H. Elhai semblent confirmer les grandes lignes de la chronologie classique. A la base des formations tourbeuses, en effet, se retrouvent dans les spectres polliniques les caractères que K.B. Blackburn [57] puis S. Durno [134 et 135] ont attribué à l'époque boréale (zone VI) ou encore à la période de transition Boréal-Atlantique (B.A.T.). Les rares diagrammes schématiques qui ont pu être construits montrent une succession verticale pouvant cadrer avec celles qui apparaissent sur les figures de Durno et qui s'échelonnent du Boréal au Subatlantique. Somme toute il est plausible d'admettre que les dépôts de tourbe ont commencé dès le Boréal, en particulier lors du changement climatique avec humidification qui a caractérisé la fin de cette période. Ils se sont poursuivis bien après, souvent jusqu'à l'époque actuelle, quand ils n'ont pas été interrompus par la transgression flandrienne qui a affecté tous les rivages de la Mer du Nord.

Les rivages soulevés postglaciaires.

Cette grande invasion marine qu'on parallélise habituellement avec la mer à Littorina de la Baltique, aurait selon H. Godwin [178] débuté en Grande-Bretagne dès la fin du Boréal pour culminer pendant la période atlantique (zones VI et VII a). Elle a laissé en Ecosse de nombreux témoins sous la forme d'encoches rocheuses nettes, de grands cordons de galets et surtout de plages très continues faciles à repérer et à suivre. Les apparences de simplicité qui caractérisent les grands fragments bien conservés de ce « rivage soulevé inférieur » (la « 25-foot-beach » des Britanniques) sont en réalité assez trompeuses.

Tout d'abord les altitudes au-dessus du niveau des plus hautes mers actuelles sont variables : elles s'échelonnent suivant les lieux de + 9m à + 0,50 m. Quand de telles variations s'ordonnent régulièrement depuis les rivages des Highlands montagneuses de l'Ouest jusqu'aux côtes plates périphériques, elles peuvent s'expliquer simplement par un grand gauchissement consécutif au relèvement isostatique de compensation provoqué par le départ de la glace. Ce mécanisme dont personne ne songe à contester l'existence est à l'origine de l'opinion communément admise suivant laquelle le plongement du rivage ancien sous le niveau actuel de la mer dans le Minch et à la latitude du Caithness provoque la disparition complète des vestiges dans les Hébrides externes et aux Orcades. En fait, ces deux archipels ne sont peut-être pas aussi totalement dépourvus de restes de vieux littoraux peu élevés, qu'on a bien voulu le dire. A Lewis, North Uist, South Uist sont visibles en bien des endroits des morceaux de banquettes recouverts ou non de galets recoupant vers 0,50 - 1,50 m au-dessus des plus hautes mers le drift ou la roche en place. Nulle part ne s'observe sur les côtes du Caithness une disparition d'un rivage ancien sous la mer : les témoins sont à des altitudes faibles (1 à 2,50 m) qui s'abaissent vers le Nord, mais ils ne passent pas sous le zéro actuel. Quant aux Orcades, elles ont gardé en maints secteurs les traces laissées par la mer à un niveau légèrement supérieur à la limite la plus haute de l'estran présent. Certes il faut veiller à ne prendre en considération que des vestiges authentiques de rivages anciens, à l'exclusion des accumulations perchées actuelles formées par les vagues de tempête. Le risque de confusion qui concerne évidemment les côtes les plus exposées aux vents d'Ouest et du Sud-Ouest [S. Ting 433] est réel pour les rivages occidentaux des Hébrides externes et des Orcades. Il suffit pour l'éviter de ne retenir que les portions de littoraux bien abritées.

A côté des variations progressives d'altitude dont il vient d'être question et qui semblent conduire le rivage soulevé inférieur au voisinage du niveau marin plutôt qu'en dessous dans les régions périphériques, existent des changements plus déconcertants à mettre au compte de la juxtaposition de plusieurs niveaux peu élevés d'âge différent. A la suite d'Ogilvie, certains auteurs ont séparé de la « 25-foot beach » habituelle une plage plus récente et plus basse la « 15-foot beach ». Cette distinction valable en quelques secteurs, le long du Moray Firth par exemple, ne se justifie pas partout. Il s'agit en tout cas d'un rivage postglaciaire plus tardif que le précédent. Donner place cet épisode dans sa chronologie à l'époque subboréale (VII *b*) c'est-à-dire vers 2 000 ans avant J.-C.

Mais une complication supplémentaire est introduite par la présence de littoraux beaucoup plus anciens, repris localement par la mer à l'Holocène supérieur du fait de leur position très basse et qu'on est évidemment pour cette raison tenté de prendre pour de simples marques d'une action marine postglaciaire ou même actuelle.

On a voulu voir dans la netteté et la fraîcheur des formes du rivage soulevé inférieur la preuve d'un long stationnement de la mer à un niveau maintenu à peu près stable par une montée concomitante de la terre écossaise libérée de la glace et des océans en voie de transgression. Wright rend cette mer responsable des grandes plates-formes d'abrasion et des falaises (elle aurait été par excellence « cliff-maker ») donc des traits majeurs du relief littoral. Pareille opinion n'a cependant pas rencontré une adhésion unanime. Dès 1937, Mc Callien émettait des doutes à ce sujet et faisait remarquer que le temps dont avait disposé la mer pour travailler à ce niveau — on l'estime à 2 500 ans, 3 000 ans au maximum — était insuffisant pour rendre compte des profondes encoches

et des hautes falaises [287]. Pour lui il pourrait y avoir coïncidence avec un ancien rivage d'âge préglaciaire ou interglaciaire. Cette réserve se justifie d'autant mieux que plusieurs plates-formes présentent d'après LACAILLE des restes d'un modelé de roches striées par la glace [259].

Nous avons pour notre part relevé en d'assez nombreux secteurs plus ou moins éloignés les uns des autres, des marques laissées par un climat périglaciaire au niveau de l'estran actuel ou à un niveau un peu supérieur sur un ancien rivage d'altitude faible. Les banquettes de pied de glace dans des échancrures abritées de la côte (Smoo, et plusieurs geos du Caithness), le reste de visor du Loch Eriboll, les coulées de head intercalées avec les bancs de galets d'une plage ancienne en plusieurs points des côtes du Moray Firth et du Caithness sont des exemples probants. Peut-être convient-il d'y ajouter les énigmatiques cercles de pierres qu'on rencontre au voisinage immédiat de l'estran présent en bordure des bras de mer très abrités du Loch Laxford et du Loch Long. Ces quelques pièces versées à un dossier qui n'est sans doute pas près d'être fermé, montrent bien qu'on ne saurait attribuer à tous les rivages anciens peu élevés un âge holocène supérieur. Si en quelques rares lieux (Colonsay, Oban), des restes d'outillage ont permis de dater la plage dite « de 25 pieds » du Néolithique [W. B. WRIGHT and A. M. PEACH, 482, WRIGHT, 29, 479 et 481] ou du Mésolithique [Mc CALLIEN, 287] il reste qu'en bien des endroits le principal critère de déterminaiton, sinon le seul, a été l'altitude faible, d'où les inévitables confusions avec des littoraux élaborés sous climat froid à une époque bien antérieure.

Cette question est évidemment liée au sens des mouvements actuels de l'écorce. D'après H. VALENTIN une bonne part de l'Ecosse septentrionale serait toujours maintenant en voie de soulèvement, mais les Orcades et les Hébrides externes appartiendraient aux régions soumises à la subsidence [453 et 454]. Pour HAFEMANN, le relèvement aurait cessé dans les Iles Britanniques depuis près de 2 000 ans [197]. Quoiqu'il en soit, il importe de souligner que nous manquons jusqu'à maintenant de preuves décisives témoignant d'un affaissement *absolu* des Hébrides ou des Orcades, les indices retenus habituellement pouvant être mis au compte des changements eustatiques repérés dans toute l'Europe nord-occidentale (tourbes submergées) ou même de l'évolution normale du littoral en voie de régularisation (recul d'un cordon de galets par exemple).

c. L'évolution des rivages

Les grandes oppositions.

Le contraste bien connu qui oppose les côtes à falaises découpées de la façade occidentale aux côtes d'accumulation plus plates et plus régulières de la partie est se vérifie particulièrement bien en Ecosse septentrionale [J. A. STEERS, 412, 412 *bis* et 413, A. GUILCHER, 196]. On ne saurait l'expliquer uniquement par les différences de modalités d'action marine et notamment par les changements d'exposition aux vagues de tempête les plus fortes et les plus fréquentes. Il est évident que la grande dissymétrie d'ordre structural caractérisant le Mainland nord-écossais, à laquelle s'ajoute la dissymétrie d'origine glaciaire qui fait de l'Est une région de dépôts, de l'Ouest une région de roches raclées, doivent être rendues responsables des contrastes majeurs entre les deux côtes. Les différences d'érosion marine n'ont fait que renforcer les oppositions.

A considérer les choses sous l'angle le plus large, on peut attribuer à la structure un rôle capital, parfois primordial. Il est significatif, par exemple, que les seules falaises élevées et continues de la côte orientale se développent dans les affleurements de Vieux-Grès-Rouge du Caithness sur un littoral, il est vrai, plus exposé que celui du Moray Firth. Le cas des Hébrides externes est encore plus démonstratif. Ce grand chapelet d'îles a beau être à l'Ouest frappé de plein fouet par les vagues de l'Atlantique formées sur un fetch quasi infini, il n'a de ce côté qu'un rivage bas, prolongement du plateau gneissique de l'intérieur, sur lequel s'accumulent les sables coquilliers du « machair ». A l'Est au contraire, en bordure du Minch, le littoral bien que plus abrité, comporte d'assez nombreuses falaises sculptées dans les séries conglomératiques de Stornoway (Eye) ou développées à la faveur du bourrelet de reliefs résiduels (partie méridionale de l'archipel).

A l'échelle plus limitée d'un secteur — une grande île par exemple — les deux facteurs qui conditionnent d'ordinaire la vigueur de l'érosion marine, l'exposition et le fetch, retrouvent toute leur importance, quand les perturbations apportées par la structure ne sont pas trop grandes. Si à Mull les différences de résistance du matériel (granites du Ross of Mull et basaltes des autres plateaux) commandent avant tout l'efficacité du travail de la mer et partant la forme de la côte, à Skye et à Rhum en revanche fetch et exposition jouent un rôle de tout premier plan qu'illustrent de magnifiques contrastes de morphologie littorale. C'est à Rhum que le schématisme est le plus accusé, en raison des dimensions limitées de l'île : le fetch pratiquement infini en direction du Sud-Ouest permet aux vagues de tempête de tailler des falaises de 150 à 300 m de haut sur la côte exposée au Sud-Ouest, même dans un matériel résistant comme le granite; alors qu'au Nord, en bordure du Cuillin Sound, les grès ne sont recoupés que sur quelques mètres de hauteur. A Skye, malgré une complication plus poussée du découpage littoral, il est clair que les formes grandioses d'érosion se limitent à un secteur bénéficiant à la fois d'une exposition favorable au Sud-Ouest et d'un fetch très étendu dans cette direction. Dès qu'apparaissent

les premiers obstacles (Hébrides externes à l'Ouest, îles de Canna, Rhum, Eigg au Sud) les falaises perdent la plus grande partie de leur importance. Au Nord, le fetch étendu du North Minch ne suffit pas à compenser une exposition défavorable.

Si l'on veut mettre en évidence l'influence de l'exposition en l'isolant des autres facteurs, c'est aux Orcades qu'on trouvera le plus bel exemple de toute l'Ecosse. Cet archipel, en effet, est constitué d'un matériel de grès assez homogène. Il est en outre suffisamment isolé pour que, de trois côtés du moins, les différences de fetch n'interviennent pas. Alors que les côtes tournées vers l'Ouest sont bordées de majestueuses falaises qui recoupent le Vieux-Grès-Rouge sur plusieurs centaines de mètres (jusqu'à 320 m), la façade orientale de l'archipel ne comporte guère que des rivages bas encore largement beurrés par la moraine de fond.

Les exemples d'irrégularisation.

Les oppositions majeures auxquelles nous venons de faire allusion, ne doivent pas nous masquer les détails de l'évolution littorale, notamment les variations locales dans le recul des côtes qui dépendent pour une bonne part de la nature du matériel attaqué par les vagues.

Divers auteurs ont montré que la mer était capable d'effectuer une érosion différentielle en structure variée, d'augmenter ainsi la longueur et le découpage du littoral et d'agir en définitive suivant un processus inverse de celui qui conduit à la classique régularisation des côtes [A. Guilcher, 186, 187 et 193]. En Ecosse du Nord, les exemples d'irrégularisation ne manquent pas. Presque tous se rattachent à trois groupes principaux :

1) Sur une côte à structure transversale, la juxtaposition d'ensembles rocheux inégalement cohérents permet d'expliquer aisément la formation de rentrants qui reculent plus vite que les points assez stables qui les encadrent. C'est ce qu'on observe sur la côte nord-ouest du Parph et le long de la péninsule d'Eye (Lewis), quand les grès torridoniens et les gneiss lewisiens entrent brutalement en contact : à la première formation correspondent de belles falaises raides en retrait, à la seconde des avancées plus lourdes. Parfois les différences de résistance entre les matériels sont plus accusées, comme à Waterstein Head (Skye), où des falaises spectaculaires se sont développées dans les basaltes tertiaires suivant deux grands rentrants en arc de cercle, de part et d'autre d'une pointe effilée de gneiss.

2) Il arrive aussi qu'à l'intérieur de volumes rocheux apparemment homogènes, se rencontrent des oppositions de faciès suffisantes pour créer un potentiel exploitable par l'érosion différentielle marine. Ainsi à l'extrémité nord-est du Caithness dans le Vieux-Grès-Rouge, quelques grandes échancrures de la côte soulignent bien le contact entre les empilements massifs des dalles de Thurso qui forment des saillants et les grès de John o' Groats en retrait. Ce contraste entre les deux matériels reflète avant tout les différences de macro-fissuration qui ont été activement exploitées par les agents continentaux (gel et altération) avant d'être utilisées par les vagues.

De la même manière s'explique le recul dans certains rentrants de Lewis des gneiss intensément fracturés qui ont été victimes du gel quaternaire et de l'altération pré- ou inter-glaciaire et sont devenus ainsi la proie des vagues.

Les profondes criques des Hébrides externes et du Caithness qu'on dénomme « geos » ne constituent qu'un cas particulier, puisqu'elles épousent pour la plupart des petites failles, des fractures ou d'étroites zones de broyage suivies ou non par des dykes. Là encore la réalisation de pareilles formes exige une collaboration poussée entre les processus continentaux préparant l'ameublissement du matériel et l'action marine dégageant les débris et renouvelant de cette façon les surfaces d'attaque. Bien entendu la part respective des deux modes d'érosion se modifiait au gré des variations climatiques et des changements du niveau marin. Elle ne pouvait pas être la même sur le front de mer facilement nettoyé par les vagues et au fond des échancrures encombrées de débris de toute taille.

3) Quant aux côtes contraposées, elles sont assez fréquentes. A première vue, le fait est étonnant, puisqu'en bordure de la côte, rares sont les couvertures sédimentaires suffisamment meubles reposant sur le socle par un plan de discordance moyennement incliné. Un tel dispositif, favorable à la contraposition se rencontre en quelques points seulement : à Garthna Geo (île principale des Orcades) par exemple, les conglomérats laissent apparaître par exhumation le granite sous-jacent. En revanche, les cas d'irrégularisation provisoire provenant d'un dégagement préférentiel du manteau de drift par la mer sont nombreux, surtout le long des côtes exposées à l'Est qui bénéficient à la fois de leur richesse en accumulations morainiques et d'une érosion marine relativement modérée et nuancée. Dans la partie orientale des Orcades, comme sur la côte est du Caithness ou aux environs de Stornoway (Lewis), ressuscitent ainsi couramment sous l'action des vagues, des fragments de topographie continentale ou littorale qui avaient été fossilisés par des masses de moraine de fond assez faciles à déblayer. Ce serait une erreur de croire que le boulder-clay s'est toujours borné à masquer passivement les inégalités de la roche en place; par un travail de crypto-désagrégation il a parfois contribué à les accentuer, notamment dans les grès et dans les conglomérats, en préparant plus ou moins suivant les endroits la voie à l'érosion marine.

Faiblesse de l'évolution présente.

Depuis la fin du Quaternaire froid, la mer n'a pas disposé d'une stabilité suffisante de son niveau pour pouvoir remodeler très efficacement les rivages.

C'est encore dans le domaine des accumulations que son travail est le moins contestable. Mais l'ampleur des modifications dépend pour une bonne part de l'importance des matériaux continentaux meubles, mis à la disposition des courants et des vagues.

Le long du Moray Firth, les abondants dépôts d'origine glaciaire et fluvio-glaciaire ont été largement mis à contribution. Remaniés sommairement par les vagues — les caractères de la fraction fine trahissent encore bien souvent la provenance continentale — ils ont été par la suite étalés en longues plages continues par les courants littoraux ou modelés en flèches et en cordons par les courants de marée.

Sur la côte nord, l'alimentation en débris est encore suffisante pour avoir permis un remblaiement partiel des bras de mer les moins profonds : Kyle of Tongue, Kyle of Durness. Mais déjà apparaissent de grandes indentations à peine transformées : Loch Eriboll.

Enfin sur toute la façade occidentale et sud-occidentale, les accumulations littorales n'ont plus qu'un caractère fragmentaire et un volume réduit qui trahit la déficience de la fourniture en débris par les agents continentaux. Petites plages, cordons et flèches n'apparaissent plus que comme des formes de réorganisation de détail impuissantes à modifier l'aspect d'ensemble d'une côte très découpée, essentiellement rocheuse (Loch Broom, Sound of Raasay, Loch Linnhe, etc.). Il est vrai que la profondeur de certains fjords a beaucoup retardé les opérations de colmatage.

En ce qui concerne les phénomènes actuels d'érosion marine, les témoignages sont apparemment assez contradictoires. Que des falaises taillées dans un épais manteau morainique reculent de manière sensible n'est pas en soi très surprenant, même si l'exposition de la côte n'est pas spécialement favorable (au Nord-Est, par exemple, à Thurso). Mais on rencontre également des cicatrices fraîches de pans rocheux effondrés récemment dans des matériaux beaucoup plus cohérents : c'est le cas sur la façade occidentale des Orcades dans les grès, en pleine exposition ouest il est vrai. En outre, l'estran actuel est souvent bordé par d'imposantes falaises.

Cette dernière observation ne doit cependant pas faire illusion : à y regarder de plus près, on constate que les formes d'érosion sont dans leur grande majorité héritées d'époques anciennes et que la mer s'est contentée souvent de récupérer plus ou moins imparfaitement des positions acquises avant la dernière glaciation régionale au moins, peut-être même avant le Quaternaire froid. Beaucoup de grottes et de falaises sont encore figées, tout au plus rafraîchies à la base par une mer qui ne stationne à son niveau actuel que depuis un temps géologiquement très court. Par là nous rejoignons les conclusions qui découlent de l'analyse de K. Walton en Ecosse du Nord-Est [459].

Il est significatif que les longues encoches et plates-formes d'érosion marine d'âge préglaciaire ou interglaciaire qu'on rencontre sur les côtes occidentales de Mull et dans les îles voisines suivent si fidèlement les contours du rivage actuel. C'est dire que le dessin du littoral témoigne d'une remarquable stabilité, qu'il n'a pas subi de modifications fondamentales, en dépit d'une exposition ouest ou sud-ouest très favorable, d'un fetch quasi illimité dans cette direction, d'un matériel de basalte cohérent mais pas très résistant.

Bien des falaises du Caithness et des Orcades sont de simples formes d'exhumation d'un manteau de drift qui descend couramment jusqu'au voisinage immédiat de l'estran. Certaines d'entre elles ont même gardé dans leur partie supérieure les traces d'un rabotage par la glace.

Nous avons vu par ailleurs qu'à Lewis des roches polies pouvaient descendre jusqu'au niveau de la mer actuelle en pleine exposition ouest, avec un fetch infini. Dans l'isthme de West Tarbert, la mer s'est bornée à lessiver la fraction fine de la moraine en laissant l'estran encombré par les gros blocs erratiques.

A ces observations qu'on pourrait aisément multiplier, on objectera peut-être que les bilans locaux dressés dans quelques secteurs font apparaître parfois des reculs non négligables depuis le dépôt de la moraine, et pas seulement dans des roches sédimentaires : plusieurs dizaines de mètres avons-nous noté sur la côte d'Eye Peninsula, dans des gneiss très fragilisés il est vrai et en exposition sud-ouest, jusqu'à 5 m dans les paragneiss de South Harris, etc. Il importe toutefois de remarquer que de telles valeurs révélatrices en elles-mêmes des inégalités de l'érosion marine, ne sont pas à inscrire automatiquement au compte du travail actuel de la mer. Nombreux sont les littoraux qui ont été façonnés après le départ de la glace, mais bien avant l'époque présente. Dans les régions qui n'ont pas connu de relèvement isostatique marqué, comme les Hébrides externes ou les Orcades, toutes les confusions sont possibles. Ailleurs, il est clair que de hautes falaises mortes sculptées dans des roches résistantes appartiennent à la période tardiglaciaire : ainsi à Glenelg Bay dans les gneiss, le long du Loch Linnhe ou en bordure de Rhum dans les granites. Les modifications intervenues ultérieurement sont minimes; le travail peu avancé.

Il n'est pas déraisonnable d'admettre que le long des côtes, comme à l'intérieur des terres, la phase contemporaine de la déglaciation ou immédiatement postérieure a été une période de crise morphologique. Les ban-

quettes de pied de glace qui accompagnent certains geos et des échancrures abritées, l'abondance des débris de gélivation imparfaitement évacués par la mer laissent à penser que le climat froid qui a continué de régner quelque temps après la disparition des glaciers a amplement facilité la tâche de l'érosion marine.

3. — LES FORMES D'ÉVOLUTION CONTINENTALE POSTÉRIEURES AU DÉPART DE LA GLACE

a. Les séquelles de l'évolution en milieu périglaciaire

A l'intérieur des terres, en tout cas, les transformations qui se sont opérées en milieu encore froid durant la longue période de recul et de disparition des glaciers, ont laissé, outre les ravins dont il a été question plus haut, des traces assez nettement visibles dans le modelé. Les plus spectaculaires sont les glissements de terrain sur les versants, les plus significatives sont parmi les formes tardives ou actuelles d'origine périglaciaire les sols à figures géométriques.

Les glissements de terrain.

La décompression consécutive au départ de la glace a provoqué le long de quelques parois d'auge des éboulements de bancs rocheux que délimitent de grandes diaclases disposées parallèlement au versant. Sans être très fréquent, le phénomène s'observe néanmoins en plusieurs endroits, non seulement dans le socle métamorphique ou cristallin mais encore dans les roches intrusives tertiaires (ex. : le gabbro du Loch Coruisk).

Moins bien répartis, mais finalement plus nombreux et plus marquants sont les grands glissements de terrain qui découpent des portions entières de versants raides et se signalent souvent par un modelé anarchique et grandiose. On les rencontre presqu'uniquement en bordure des grands plateaux de laves tertiaires qui enveloppent les complexes volcaniques des Hébrides internes. Cette répartition évidemment tributaire de la lithologie pose le problème des conditions nécessaires à la réalisation de telles formes.

Les glissements de terrain, en effet, dépendent de multiples facteurs étroitement liés les uns aux autres :

1) Au premier rang d'entre eux, il faut placer la lithologie. Les puissantes coulées basaltiques constituent un matériau de choix pour les glissements de terrain, non seulement parce qu'elles laissent filtrer l'eau le long de leurs diaclases, mais surtout parce qu'elles comprennent toute une série de lits d'altération argileuse formant autant de plans virtuels de décollement. Bien entendu, le poids des masses basaltiques intervient, et tout se passe comme si une épaisseur minimale était exigée pour que se déclenche le phénomène. Sur le front de la cuesta du Morvern, par exemple, seuls les ensellements de socle où les basaltes sont épais ont vu se développer des glissements de terrain. A Mull, la remontée du socle au Sud de Gribun se traduit par une interruption des formes d'affaissement du rebord du plateau.

Mais la présence de couches de sédiments incompétents (argiles, marnes, schistes, shales) à la base des coulées de lave est un élément très favorable — peut-être même essentiel — dans la mesure où le plan de contact discordant est susceptible de se transformer aisément en plan lubrifiant, comme à la cuesta de Trotternish (Skye). Il est significatif que les plus beaux glissements de terrain du Morvern soient localisés le long du Sound of Mull, où existent précisément d'épaisses assises sédimentaires lubrifiantes sous le basalte.

2) Le rôle joué par la tectonique est en général accessoire, mais il n'est pas négligeable pour autant.

Par endroits, il semble que la direction du pendage ait été un élément décisif en favorisant les glissements quand elle coïncidait avec la pente du versant (l'Ouest d'Eigg, B. Iadain, etc.), en les contrecarrant en revanche quand elle calait les volumes rocheux (Talm, au Nord d'Eigg). Mais ce facteur n'est pas toujours primordial : ainsi le versant méridional du Glen Uig (Skye) a beau être taillé à contre-pendage, il n'en est pas moins bouleversé par des formes de décollement.

En quelques lieux cependant nous avons de bonnes raisons de penser qu'un lien plus direct unit la tectonique aux glissements de terrain. Les rejeux récents de faille dans les secteurs les plus instables ont eu pour effet de provoquer des affaissements de morceaux de versants : B. Tianavaig par exemple. Mais dans ce cas il est souvent bien difficile de faire la part de ce qui revient à la tectonique véritable et à la simple évolution des versants.

3) Un potentiel structural, aussi favorable soit-il, ne saurait suffire à faire naître des glissements de terrain. Le déclenchement du phénomène exige un puissant appel au vide qu'on a quelques chances de rencontrer le long de grands escarpements raides, mais nullement en bordure d'accidents topographiques médiocres. Les versants très redressés des vallées de surcreusement glaciaire (Glen Uig) ou mieux les fronts de cuesta raidis par le gel (Trotternish, Morvern) vont donc être dans le modelé continental des éléments de choix. C'est effectivement

dans ces types de relief qu'on observe les beaux glissements, plus spécialement dans les rentrants (Gribun, Trotternish) où s'effectue une concentration locale des eaux.

A la base des grandes falaises marines, le sapement opéré par les vagues a contribué parfois à favoriser largement les processus de décollement, comme à Carsaig Bay (Mull) ou dans la péninsule de Vaternish (Skye).

En quelques endroits particulièrement exposés à l'Ouest — Wilderness (Mull) par exemple — l'évolution reste actuelle, mais les formes auxquelles elle donne naissance sont bien modestes, comparées aux imposants glissements qui se sont produits lors du stationnement de la mer à un niveau relatif plus élevé. A Cleadale (Eigg) pour ne citer qu'un cas démonstratif, les affaissements grandioses sont contemporains du rivage tardiglaciaire le plus haut et ne se sont poursuivis qu'un peu après. Ils avaient cessé à l'époque où s'est élaborée la plage soulevée inférieure d'âge postglaciaire (néolithique). Une chronologie analogue est applicable à certaines formes de glissement en bordure de la péninsule d'Ardmeanach (Mull).

4) Le rôle des paléoclimats est donc à prendre sérieusement en considération. Il est certain que la période de déglaciation s'est montrée extrêmement favorable aux grands déplacements brusques sur les versants, non seulement parce que le départ de la glace créait parfois une décompression et un appel au vide sur les flancs de vallées, mais aussi parce que le milieu froid et hyperhumide qui régnait à l'époque offrait des disponibilités en eau supérieures à celles pourtant très abondantes que donne le climat présent. Dans les ensembles glissés les plus frais , il est rare d'observer les traces d'un important décollement actuel (à l'exception des petites blessures d'origine anthropique). Des formes aussi spectaculaires que celles de Trotternish ou de Waterstein sont parsemées d'éboulis tardiglaciaires qui leur donnent une allure figée. On peut donc estimer que les grands glissements de terrain datent pour la plupart de la fin de la dernière période glaciaire.

Toutefois certaines formes nettement plus émoussées, plus tassées, oblitérées par le passage de la glace et puis par la solifluction, sont à rapporter à une époque plus ancienne, vraisemblablement celle qui a clos la glaciation rissienne, tout au début de l'interglaciaire Riss-Würm.

Au total, ces glissements de terrain écossais dont le rôle est important dans le modelé des plateaux basaltiques, ont des caractéristiques très proches de celles qu'on rencontre dans des formes analogues d'Islande, en un matériel identique. Bien qu'issues de travaux menés en parfaite indépendance, nos conclusions rejoignent point par point celles que S. Thorarinsson et ses collaborateurs ont dégagées de leurs observations morphologiques islandaises [432].

Les phénomènes périglaciaires anciens et actuels.

Les retouches du relief opérées en milieu climatique froid sans glaciers sont nombreuses dans le paysage nord-écossais, mais elles sont dans l'ensemble trop superficielles pour avoir profondément affecté les formes. A quelques exceptions locales près, ce sont de simples modifications de détail.

Cette faiblesse des actions périglaciaires, surprenante à première vue, résulte de la conjonction de deux facteurs défavorables :

1) La période qui a séparé la disparition des glaciers de l'installation des climats doux postglaciaires a été en général trop brève pour être très efficace. Entre la fusion des dernières grandes calottes glaciaires et l'adoucissement prononcé du climat, il n'y a place bien souvent que pour quelques milliers d'années — 3 000 à 4 000 ans tout au plus —. Encore faut-il remarquer que cette période froide sans glaciers n'a pas été continue, puisqu'elle a été traversée d'abord par un interstade tiède (Alleröd) surtout sensible dans les régions basses, puis par une récurrence glaciaire (« Highland glaciation ») affectant les secteurs montagneux ou proches des montagnes. Or, comme le fait remarquer R.W. Galloway [154], dès l'époque boréale sèche et peu rigoureuse et l'époque atlantique douce et humide, les conditions climatiques requises pour l'élaboration des formes périglaciaires avaient cessé d'être réalisées en dehors des parties sommitales des montagnes.

Actuellement, le milieu périglaciaire ne règne plus que sur les montagnes les plus élevées (v. chapitre I) dans des conditions précaires certes, mais suffisantes néanmoins pour assurer l'entretien de quelques microformes de cryopédologie.

2) Les affleurements de roches cristallines et cristallophyliennes qui prédominent largement n'étaient guère aptes à fournir un matériel aisément gélivable. Aussi, nombreuses sont les surfaces et les parois rocheuses lisses et peu fissurées qui se sont maintenues telles quelles sans souffrir des atteintes du climat sévère qui a sévi après la disparition des glaciers.

A vrai dire, ces deux facteurs n'ont pas joué partout avec la même force. Les régions bordant la Mer du Nord, précocement déglaciées et de surcroît constituées en majorité d'assises sédimentaires souvent gélives, ont subi dans leur modelé des transformations plus sensibles que les montagnes occidentales formées de roches résistantes et libérées plus tardivement par la glace. Mais actuellement les phénomènes périglaciaires réfugiés sur les sommets ne prennent de réel développement qu'au Centre et à l'Ouest, faute de pouvoir s'installer sur des reliefs suffisamment élevés et dénudés dans les régions orientales.

La distinction entre les formes anciennes figées et les formes encore fonctionnelles s'impose de toute évidence, surtout pour les étages supérieurs (déserts de pierrailles) où coexistent des micro-modelés d'âge et de taille différents. Sur les pentes plus basses, colonisées par la végétation de mousses, d'éricacées ou de tourbe, ne subsistent au mieux que des dispositifs périglaciaires morts. De toute façon, la fragilité de la plupart des constructions élaborées sous climat froid sans glaciers nous ôte tout espoir de retrouver des formes très anciennes, à l'exception de celles qui ont été fossilisées par le manteau morainique et qui ne jouent plus de ce fait aucun rôle dans le modelé présent.

Il faut en premier lieu s'étonner de l'absence ou du moins de la grande rareté des accumulations éoliennes d'origine périglaciaire en Ecosse, car le pays est très venteux et au Tardiglaciaire, les montagnes étaient vraisemblablement dépourvues de végétation. En remarquant la chose, R.W. Galloway ne manque pas de souligner le contraste avec les autres pays d'Europe du Nord et du Nord-Ouest [154 et 156]. Pour lui, l'action du vent aurait été contrariée par l'abondance de la couverture neigeuse en hiver, la présence d'un sol très humide en été. En réalité, cette explication valable pour les régions de plaines ou de bas plateaux n'est pas pleinement satisfaisante en montagne si l'on se refère aux conditions microclimatiques du sol à l'heure actuelle : la neige est le plus souvent balayée des sommets par le vent; quant aux champs de pierrailles si fréquemment représentés en altitude ils sont très poreux et secs durant la saison estivale. Il est permis de se demander si certains caractères de morphologie structurale ne sont pas en cause : rares sont les sommets à la fois assez vastes pour accueillir des dunes et surtout suffisamment bien pourvus en moraine sableuse pour permettre une action de la déflation. Les seuls restes de dunes périglaciaires d'altitude dont nous ayons connaissance sont précisément perchés sur des éléments élevés de plateau de grès torridonien (vers 950 m) au pied de la pyramide d'An Teallach. Bien que placées en situation occidentale par rapport au relief du Mainland, elles sont désormais attaquées par les vents d'Ouest, et ne subsistent plus que dans les positions légèrement abritées du haut des versants tournés vers l'Est.

Il y a un quart de siècle déjà, A. Cailleux notait que les matériels sableux britanniques faiblement éolisés dans l'ensemble comparativement aux matériels scandinaves, comprenaient un nombre important de grains en provenance des vieux grès continentaux [79]. Nos analyses morphoscopiques ne font que confirmer la chose, partout où la couverture sédimenaire est suffisamment continue. Quand le socle est seul à affleurer comme aux Hébrides externes, l'éolisation est à mettre au compte d'un remaniement récent par le vent. C'est ce qui nous incite à croire que l'étalement des dépôts sableux si caractéristique du « machair » hébridéen se rapporte à la période froide tardiglaciare durant laquelle l'estran était d'ailleurs beaucoup plus largement découvert qu'aujourd'hui.

Si l'action directe du vent se limite maintenant à quelques secteurs littoraux étroits — notamment aux dépôts de plage du genre « machair » qui continuent de se former actuellement aux Hébrides Externes comme en Irlande [v. A. Guilcher 194 bis] —, en revanche son rôle indirect reste important en montagne, car en entravant efficacement le développement de la végétation et du même coup la constitution d'une couverture neigeuse durable, il livre le sol nu ou bien les surfaces rocheuses aux contraintes exercées successivement par le gel et le dégel.

A vrai dire, les marques imprimées dans les rochers et les débris par la gélifraction présente sont rares. Il faut monter jusqu'à 850 m au B. Hee pour voir dans les gneiss psammitique du Moinien des fragments de dalles recassés par le gel actuel. Pourtant le nombre d'alternance de gel/dégel est encore élevé sur les sommets : un jour sur quatre au Ben Nevis par exemple (v. chapitre I et tableaux II et III). On est donc conduit à conclure que l'intensité du gel est un facteur déterminant au moins pour le matériel cristallin et qu'elle n'est plus, de loin, ce qu'elle était au Tardiglaciaire ou pendant les derniers stades de glaciation de vallée. En effet les encoignures de gel découpant les parois de roches polies sont légion. La plupart des montagnes et des hauts plateaux sont couronnés de champs très étendus de blocailles, de pierrailles éclatées, de cailloux anguleux débités par le gel. Suivant la nature de la roche, la granulométrie des fragments et l'épaisseur du manteau varient, mais bien rares sont les sommets ayant échappé à cette active gélivation qui a pu être « supraglaciaire » (nunataks au-dessus des glaciers alaskiens ou des glaciers de vallée) avant d'être simplement périglaciaire. Le matériel soumis à la fragmentation ne provient pas seulement des affleurements locaux de roche en place, mais aussi du manteau de moraine de fond trié par le ruissellement épisodique et par le vent.

Si la gélifraction des roches est maintenant bien limitée, la cryoturbation des matériaux fins par contre continue de s'exercer plus ou moins activement dans de nombreuses montagnes, sur les portions de sols nus que le vent et accessoirement le piétinement des moutons et des cerfs ont jusqu'ici préservé d'une colonisation par le tapis végétal. Des étendues terreuses traversées par des morceaux de pierres et de cailloux redressés trahissent ainsi fréquemment le brassage effectué par le gel dans les régolites issus de roches capables de fournir une fraction fine suffisamment abondante (granites, roches éruptives ou cristallines basiques). Quand les fragments sont de trop grande taille en raison des caractères de la roche-mère, de beaux dallages nivaux

apparaissent sur les surfaces subhorizontales : c'est le cas dans les grès en plaques à An Teallach, dans les gneiss en dalles au B. Hope et au B. Hee où les formes sont fonctionnelles jusqu'à 750 m environ.

Sans être aussi courants qu'en Scandinavie (v. par exemple A. Rapp et S. Rudberg [360] pour la Suède), les sols figurés encore actifs ne sont pas rares sur les montagnes écossaises. Dès 1927, J. W. Gregory signalait leur présence au sommet du Merrick [183]. Quelques années plus tard, J.B. Simpson décrivait les polygones de pierres du B. Iadain dans le Morvern [399]. Personnellement nous avons observé des sols géométriques sur près de 30 montagnes. Dans 2 cas sur 3 subsistaient des formes en partie fonctionnelles. Une telle persistance ne doit pas nous étonner, car ces milieux montagnards offrent les conditions phytogéographiques (couverture végétale absente ou discontinue avec parfois un paillasson de lichens) et climatiques (nombre élevé d'alternances de gel/dégel, et surtout température moyenne annuelle égale ou inférieure à + 3 °C : valeur-limite d'après P. J. Williams [469], enneigement contrarié par le vent, etc.) qui sont indispensables à la réalisation des belles figures cryopédologiques.

Les formes les plus courantes sont les cercles ou les polygones de pierres en terrain horizontal, et les sols striés sur pentes douces; le passage d'un type à l'autre s'effectuant progressivement avec l'accroissement de la pente, quelquefois par transitions, grâce à des figures elliptiques. Parmi les familles de formes et plus spécialement parmi les cercles de pierres, il est aisé de distinguer plusieurs générations différentes par la taille et les caractères.

A la plus ancienne, appartiennent des cercles géants de plusieurs mètres de diamètre (médiane de 2 m au Sròn an t Saighdeir sur granite, de 2,2 m au B. an Fhurain sur quartzite) analogues en tous points à ceux que J. Corbel a décrits au Spitzberg [108], mais privés par le lavage et la déflation de leur fraction fine, de sorte qu'ils apparaissent maintenant comme de gros bourrelets annulaires de blocs et de fragments grossiers. Leur élaboration remonte nécessairement à une époque assez reculée, car elle exige un sol mal drainé et gorgé d'eau, une masse importante d'argile et de limons, toutes choses qui ont disparu des éléments de plateaux rocailleux sur lesquels reposent ces cercles imposants.

La seconde génération est mieux représentée sous la forme d'anneaux nettement plus petits — le diamètre est rarement supérieur au mètre, il est compris d'ordinaire entre 40 cm et 1 m, mais se place le plus souvent vers 80 cm — qui ont conservé une partie de leur fraction fine et ont été de ce fait assez aisément colonisés par la végétation.

Enfin à l'intérieur de ces mailles encore lâches, se nichent des cercles fonctionnels nains dont la taille n'excède guère 20 à 30 cm en général, mais dont la couronne est constituée de petites pierres bien redressées. Le cœur est occupé par une coupole terreuse remuée par la cryoturbation et parsemée de petits graviers. Ces cercles de pierres actuels s'observent jusqu'à des altitudes étonnamment basses : on les trouve à 700 m en plusieurs montagnes de socle, mais ils descendent à 600 m au centre de Rhum sur des roches volcaniques basiques et même à moins de 550 m à Mull sur les affleurements de basalte. Tout se passe donc comme si les roches libérant par altération une fraction fine assez abondante (limons et argiles) avaient favorisé le phénomène en fournissant la boue nécessaire au mécanisme répété de bombement et d'affaissement sous l'effet des alternances de gel-dégel. Mais en outre, il n'est pas exclu que dans les régions de volcanisme tertiaire aux sols fragiles, la dégradation du tapis végétal sous l'action de l'homme ait été un puissant adjuvant.

De semblables générations de formes se rencontrent sur la partie supérieure doucement inclinée des versants, parmi les sols striés, mais leur distinction est souvent plus difficile que celle des cercles de pierres. Elle est encore plus malaisée en contrebas pour les formes issues d'un mouvement de masse sur les pentes et notamment les coulées de blocaille ou de pierraille et les terrassettes à festons qui frangent de très nombreuses montagnes écossaises.

Les coulées de pierraille et de blocaille qui s'alimentent soit à la base des bandes grossières des sols striés, soit directement sur le pourtour des champs de pierres éclatées des sommets sont chose courante dans des matériels variés. Elle se terminent d'ordinaire vers le bas par un lobe frontal bien marqué, de profil convexe. Comme on peut le noter au B. Wyvis, elles continuent parfois de fonctionner actuellement au ralenti, en dépit d'une fixation par la végétation des formes géométriques sommitales supprimant toute alimentation.

Les ensembles de terrassettes souvent très étendus donnent un modelé de détail beaucoup plus spectaculaire, aisément repérable sur le terrain, comme sur les photos aériennes (ex. : B. Klibreck, *fig. 102*). Galloway distingue à juste titre deux types de terrassettes [155] :

1) des formes de petite taille, à rebord gazonné très continu fonctionnant sur des pentes de 5 à 12°. Elles sont réalisées de préférence dans un matériel fissile, facilement délitable en menus fragments (micaschistes etc.) mais peuvent traduire des phénomènes résiduels de solifluction contemporaine après la fixation des formes de la seconde catégorie.

2) des gros escaliers lobés, moins continus, constitués de matériel grossier disposé en une succession de replats et de ressauts pierreux. D'après Galloway, ces dernières formes s'observent sur des pentes comprises entre 8 et 20°. De telles valeurs cadrent très bien avec les mesures que nous avons faites : au B. Hee et B.

Klibreck par exemple, la limite inférieure se situe vers 7°; la limite supérieure se place vers 20° en de nombreux points et les pentes de l'ordre de 10°-15° semblent les plus courantes.

Il arrive parfois que soient présents côte à côte les deux types (B. Hee), mais la chose est rare, car le second requiert pour sa formation un matériel de dalles et de grosses plaques peu propre à libérer en même temps une quantité suffisante de débris fins.

Ces grandes banquettes lobées de blocs et de pierres, qui ressemblent à des « replats-goletz » mais ne mordent pas sur la roche en place, sont très caractéristiques des flancs de montagne des Highlands nord-occidentales. Elles peuvent avoir jusqu'à 5 m de large et 1 m de haut, mais en général leurs dimensions sont comprises entre 2 et 2,5 m pour la largeur, 0,4 et 0,6 m pour la hauteur. Il est à remarquer que là encore coexistent des formes d'âge différent : les vieilles terrassettes émoussées qui s'observent au pied occidental des Cuillins (Skye) à 260-270 m seulement ne sauraient être assimilées aux beaux escaliers d'amas de dalles gréseuses d'An Teallach pourtant figés vers 700 m et surtout aux très longs lobes pierreux du B. Klibreck qui semblent encore fonctionner au ralenti à partir de 750 m.

La solifluction généralisée sur les versants où le mouvement s'effectue par glissement et chevauchement des feuillets de débris fins, n'est pas absente d'Ecosse au Nord. Mais elle ne prend de réelle importance que dans quelques secteurs à épaisse couverture de moraine de fond ou encore à roches très gélivables aisément réduites en menus fragments. C'est le cas de certains grès argileux ou de shales dans les régions bordières de la Mer du Nord et aux Orcades. Mais il faut reconnaître que dans l'ensemble l'empâtement des versants n'est pas très poussé faute d'un matériel fin en quantité suffisante : il est significatif que les blessures occasionnées par les eaux de fonte soient en général très fraîches.

A ces divers modes d'évolution des versants, il conviendrait enfin d'en ajouter un dernier, assez original, encore fonctionnel dans quelques montagnes de la façade occidentale : les avalanches. Sans avoir l'importance qu'elles prennent dans le Nord de la Scandinavie [A. Rapp, 358 et 359], les avalanches n'en contribuent pas moins à ramoner de temps à autre les profonds couloirs d'éboulis en édifiant à leur débouché des bourrelets de débris. Le fait s'observe surtout sur les flancs des montagnes les plus arrosées, au Sud-Ouest et à Skye notamment.

On le voit, grande est la variété des formes d'origine périglaciaire, au total. Il ne faudrait cependant pas oublier que les modifications introduites par ces processus morphogénétiques froids sans glaciers n'intéressent le plus souvent que le modelé de détail : ce qui était déjà vrai de beaux dispositifs tardiglaciaires l'est encore bien davantage des microformes actuelles réfugiées sur la partie supérieure des montagnes.

b. L'altération actuelle des surfaces rocheuses

Plus discrète encore est l'altération physico-chimique qui se poursuit lentement sur les surfaces rocheuses abandonnées par la glace comme en Irlande [A. Guilcher, 196, p. 12], le vaste manteau de tourbe a exercé dans ce domaine une action importante, non seulement en maintenant les roches à l'état d'imprégnation quasi permanente mais également en créant un milieu très acide et agressif. Mais la tourbe est installée depuis trop peu de temps — au mieux depuis la période atlantique, c'est-à-dire 7 000 ou 7 500 ans tout au plus — pour avoir provoqué une désagrégation profonde, même dans les matériels altérables.

Les réactions varient beaucoup suivant la nature des roches. Certains grès, occupant une position culminante, se montrent étonnamment friables sous le climat humide actuel : ainsi le Torridonien du B. Dreavie qui libère aisément ses galets de quartz et de quartzite.

Parmi les roches éruptives, les différences de comportement sont souvent en accord avec la position du matériel dans les hiérarchies régionales de résistance établies à la fin du Tertiaire. Si dans le bassin dioritique de Reay les cailloux de moins de 10 cm sont entièrement pourris sous la tourbe et les blocs morainiques décomposés sur 10 à 15 cm d'épaisseur, en revanche les grandes parois massives et lisses de gabbro du centre de Skye sont pratiquement restées intactes depuis le départ des glaciers et ne sont revêtues que d'une simple patine brune superficielle. En général les granites, et dans une moindre mesure les granito-gneiss, montrent un début de désagrégation bien marquée. Leurs roches moutonnées deviennent rugueuses par mise en saillie des cristaux de quartz et de feldspaths alcalins et délogement des autres minéraux. Quand elles sont traversées par un réseau orthogonal de diaclases le long desquelles l'altération pénètre plus vite et mieux, elles prennent une allure gaufrée très caractéristique. Sur les surfaces rocheuses ainsi corrodées se forme une pellicule d'arène qui se rassemble souvent en petites plages épaisses de quelques centimètres ou même d'une dizaine de centimètres. Parfois s'observent entre les cailloux taraudés qui jonchent la roche, de petites écailles ou des plaquettes en formation (gneiss œillé d'Inchbae), un début d'écaillage en « oignons » (granite d'anatexie des Knockfin Heights) ou même d'authentiques boules (granito-gneiss pourri de Stromness, Orcades).

L'arénisation est surtout poussée au contact de l'éponge que forme le manteau tourbeux. Quelquefois

on peut même apercevoir une petite encoche qui matérialise la limite d'attaque de la roche : à la base des reliefs ruiniformes du B. Loyal, dans la syénite, par exemple.

Le signe qui trahit le plus couramment le début de décomposition du matériel rocheux sous l'effet du milieu acide de la tourbière est le blanchiment, observable non seulement dans les granites et les roches granitoïdes, mais aussi dans certains gneiss psammitiques moiniens (ex. : environs de Crask Inn) pourtant d'ordinaire assez rebelles aux phénomènes d'altération chimique. Cette décoloration est instructive dans la mesure où elle traduit l'importance de la mobilisation du fer contenu dans les paillettes de mica noir, en confirmant ainsi la grande sensiblité de la biotite aux actions des acides.

On peut évidemment se demander si la désagrégation superficielle des roches qui s'accompagne d'un intense départ de fer aboutit à une transformation profonde, à la constitution de nouveaux minéraux argileux. Quelques analyses aux rayons X montrent des résultats concordants (tableau VIII) : à côté de l'illite qui domine au voisinage de la roche-mère, apparaît souvent vers le haut de la vermiculite, indice d'une acidification du milieu au contact de la tourbe. En revanche nulle part, même dans les podzols les plus évolués, développés plus rapidement sur des moraines jouant le rôle de roche-mère (ex. : Shinness) n'a été décelée de kaolinite. L'apparition d'illite puis de vermiculite et des interstratifiés qui marquent les étapes intermédiaires de la transformation de la roche-mère est un fait caractéristique des podzols atlantiques et « boréaux » et qui n'est donc pas particulier à l'Ecosse. Semblable évolution a été signalée à plusieurs reprises et tout récemment encore par O. Giems en Scandinavie [164].

Il n'en reste pas moins vrai que compte tenu de la brièveté de durée d'installation de la tourbe sur les roches raclées par la glace, le travail d'altération n'est pas négligeable pour un matériel de socle.

c. L'érosion d'origine anthropique

Mais déjà les progrès de la désagrégation et de la décomposition *in situ* des roches sont remis en cause par la crise d'érosion qui atteint non seulement la couverture de tourbe et les placages morainiques, mais encore les altérites sous-jacentes et même parfois les volumes rocheux cohérents.

En Ecosse du Nord, comme dans bien d'autres régions britanniques, les tourbières de collines, de plateaux et de montagnes sont fréquemment la proie d'une érosion où se conjuguent le ravinement des eaux courantes, les mouvements de masse avec glissements et l'attaque due au vent. Si l'on saisit assez bien les grandes étapes de l'évolution grâce à de nombreux travaux, parmi lesquels on peut citer pour la Grande-Bretagne. A. G. Tansley [426], L. Hempel [208], J. Tivy [435], M. Bower [62], etc., en revanche on peut s'interroger sur la cause du déclenchement du phénomène. Faut-il incriminer un changement de climat ? Les périodes atlantique et subatlantique ont été particulièrement favorables à l'implantation et au puissant développement des tourbières en Ecosse, mais il n'est pas prouvé du tout que le climat soit actuellement en voie d'assèchement et que les conditions présentes soient particulièrement favorables à une destruction du manteau tourbeux. M. Bower qui passe en revue les différentes causes possibles dans un article récent [63] ne retient le changement climatique que comme un facteur tout à fait secondaire et douteux. Considérer par ailleurs l'érosion de la tourbe comme la conséquence d'un simple phénomène cyclique, le terme provisoire d'une accumulation arrivée à sa limite, ne permet guère de rendre compte de la généralité du phénomène dans des situations locales pourtant très variées.

Il est donc logique d'attribuer à l'action directe ou indirecte de l'homme, la majeure partie des responsabilités. C'est du reste la conclusion à laquelle finissent par arriver bon nombre d'auteurs, et tout dernièrement encore S. Thorarinsson qui a réussi à montrer que la cause essentielle de la dégradation et de l'érosion de la terre végétale en Islande résidait dans l'intervention humaine [431].

A vrai dire, l'homme agit sur la couverture tourbeuse de manière plus indirecte que directe. Les fossés de drainage en arêtes de poisson ne sont évidemment creusés que dans les parties les plus mal égouttées des tourbières, donc les moins sensibles au ravinement. Ils ont pour effet de rendre plus fragiles les sols organiques en les asséchant, mais à l'exception des rebords de croupes ou de plateaux, ils provoquent rarement une réelle incision. Quant aux exploitations de combustible, elles s'installent bien entendu de préférence sur les surfaces planes ou subhorizontales, où la profondeur de la tourbe est la plus grande. Mais il arrive néanmoins que le développement inconsidéré de « peat bogs » sur de faibles pentes à manteau tourbeux relativement mince et fragile soit à l'origine d'un ravinement réduisant la tourbière à des lanières et des buttes, séparées par des chenaux que le vent élargit. C'est ce qu'on observe par exemple non loin du sommet du Creag Thoradaidh sur le granite des environs d'Helmsdale.

Bien plus nombreuses et plus sévères sont les dégradations occasionnées dans le tapis végétal et le sol par le bétail, notamment par les moutons dont l'élevage a pris depuis deux siècles une extension considérable.

1) Avec le vent, le pâturage du mouton constitue l'obstacle majeur à la régénération naturelle de l'arbre. Il contribue donc largement au maintien de la végétation paraclimatique de la lande et par conséquent à la fragilité du sol.

2) La pratique encore courante du brûlis destinée à détruire les grosses bruyères trop ligneuses pour augmenter la densité des jeunes pousses recherchées par les ovins, peut avoir des effets plus directement néfastes. En effet, le feu qu'on ne contrôle pas toujours aisément anéantit parfois toute la végétation jusqu'aux racines et laisse à nu un sol stérilisé qui sera la proie facile du ruissellement ou des mouvements de masse après les premières pluies. J. Tivy a parfaitement mis en lumière les divers facteurs météorologiques, botaniques, pédologiques et topographiques qui conditionnent l'ampleur des dégâts commis dans les Southern Uplands [435].

3) Par leurs déplacements incessants à flanc de versant, les moutons ont tendance à accentuer les petites ruptures de pente naturelles et à créer des terrassettes artificielles. Mais c'est surtout en agrandissant les petits surplombs, les encoches et les parois existant dans la tourbe défoncée et au besoin en creusant des niches pour se mettre à l'abri que les troupeaux contribuent à entretenir ou même à former des blessures qui ne se referment pas et qui sont mises à profit par les décollements localisés en arc de cercle et par les petits ravins.

Dans le déclenchement des processus érosifs de la tourbe, la responsabilité de l'homme est donc profondément engagée. Elle se laisse par contre moins bien cerner dans l'évolution ultérieure qui conduit à la destruction du tapis végétal et du sol sous-jacent, car des agents naturels étroitement solidaires y participent activement.

Sur les tourbières de versant, les déchirures du manteau, localisées de préférence le long des ruptures de pente où la stabilité est la plus précaire, se font sous forme de plaies superficielles ou de niches de décollement un peu plus profondes. Exploitées et parfois créées par les moutons, elles servent souvent de point de départ à un petit ravinement élémentaire.

Sur les pentes douces des bordures de plateaux et de hautes croupes, les mouvements de masse ne jouent plus qu'un rôle limité. En revanche, le vent collabore étroitement avec le ravinement des eaux courantes pour élargir les blessures du tapis végétal et de la tourbe sèche sous-jacente favorisant ainsi l'érosion latérale des chenaux de tourbe molle et nue. Comme l'a noté L. Hempel, les buttes résiduelles coiffées de végétation qui subsistent entre les chenaux plus ou moins anastomosés en voie d'agrandissement ont tendance non seulement à se réduire, mais à prendre une allure dissymétrique avec profil d'attaque raide face au vent dominant [208]. Ce dispositif est parfaitement représenté au sommet du B. Dreavie, par exemple, où se remarquent dans une épaisse tourbe en voie se dissection, des petits chicots monoclinaux, hauts de 1,50 m environ, tournés vers l'Ouest.

L'érosion d'origine humaine ne se limite pas aux sols organiques tourbeux : elle affecte également les formations géologiques meubles. Les vieilles dunes périglaciaires d'An Tealleach, par exemple, sont actuellement creusées par les moutons et deviennent rapidement les victimes d'un ravinement concentré, capable d'édifier des micro-cônes sableux. Dans les talus d'éboulis comportant une fraction fine suffisamment importante, de même que dans le manteau morainique s'observent couramment des déchirures du tapis végétal qui évoluent à la manière de niches de décollement accompagnées en contrebas de boursouflures et de loupes de glissement (B. Airigh Charr, etc.). Souvent, les plaies ouvertes permettent le démarrage d'une puissante incision responsable de la remise en marche des débris et de la construction de cônes tout frais par dessus les accumulations anciennes (ex. : Glen Cassley).

Naturellement le manteau d'altération — qu'il soit ancien ou qu'il soit en voie de reconstitution depuis la disparition des glaciers — est un matériau de choix pour les attaques de l'érosion anthropique. Sur les versants, il se prête d'autant mieux aux phénomènes de rupture d'équilibre qu'il comporte souvent une couche argilo-limoneuse de décomposition jouant le rôle de plan incliné lubrifiant.

C'est surtout dans les régions volcaniques tertiaires qu'on assiste à cette liquidation prématurée d'un stock de régolites édifié plus ou moins récemment. Les basaltes sont particulièrement favorables à une telle évolution, puisqu'en plus de leur pâte terreuse et brune qui trahit une décomposition poussée mais superficielle, ils renferment dans leur masse des lits d'altération ancienne, pédologique ou hydrothermale. Sur les pentes qui bordent les plateaux basaltiques de Skye, de Mull, d'Eigg et la butte de Fionchra à Rhum, les moutons n'ont eu aucune peine à accélérer la solifluction naturelle en provoquant la formation de nombreuses blessures arquées de décollement. Le ravinement qui met à profit ces plaies, agit tantôt sous la forme d'une incision élémentaire grâce à de petits chenaux plus ou moins parallèles, tantôt à la manière d'un décapage des assises pourries superficielles, d'une « érosion en feuille » (sheet-erosion) mettant à nu de grandes plaques de roche saine ou peu altérée.

Dans les montagnes du centre de Skye, les granites tertiaires eux-mêmes se montrent vulnérables à l'érosion anthropique, parce qu'ils disposent précisément d'un manteau d'altération sensible à l'action combinée des mouvements de masse et du ravinement concentré.

En général, les blessures occasionnées par les brûlis et le surpâturage des moutons ne sont pas assez profondes pour entamer la roche en place saine. Les véritables « badlands » sont rares et ne se manifestent que dans des matériels particulièrement affouillables par le ruissellement, comme les shales du Lias dans le Sud de Raasay. Cependant, il n'est pas rare de noter dans les régions bordières de la Mer du Nord, des grès fissiles du Dévonien victimes du creusement de ravins anthropiques, nés sur le placage de moraine de fond et approfondis par la suite ; ainsi à Breamore (Berriedale Water) pour ne citer qu'un exemple caractéristique.

Dans les terrains cristallins ou cristallophylliens du socle, un encaissement profond est beaucoup plus exceptionnel et il faut d'ordinaire que la roche ait subi une fragilisation préalable pour qu'elle se laisse entailler dans de notables proportions. Si le gneiss moinien des versants du Glen Docherty est entamé par des ravins secondaires alimentant des cônes de débris, c'est qu'il a été affaibli par le passage de la grande zone de broyage du Loch Maree. De manière analogue, pour que le long du Strath Conon moyen, le déboisement par incendies ait pu déclencher une vague de ravinement gagnant les gneiss et provoquant leur incision par des petits torrents responsables de l'édification de nappes caillouteuses, il fallait que le matériel ait souffert auparavant du voisinage immédiat de la grande faille à décrochement latéral.

La structure commande donc dans une large mesure l'intensité des effets de cette crise d'origine humaine.

CONCLUSION

Reconnaissons qu'au départ nous étions enclin à partager l'opinion courante, selon laquelle l'Ecosse des Highlands n'est qu'un massif ancien inégalement soulevé et profondément sculpté par les glaciers. Les grandes lignes du bilan que nous sommes désormais en mesure de dresser au terme de ce travail, nous obligent à substituer à cette étiquette quelque peu sommaire une image beaucoup plus nuancée, tenant compte davantage de la personnalité physique de l'Ecosse du Nord-Ouest.

Le pays possède, en effet, plusieurs caractères qui l'opposent aux classiques massifs anciens du monde hercynien. Il s'en différencie :

— en premier lieu, par un beau modelé structural qui doit sa finesse et sa variété non seulement à la richesse du potentiel lithologique offert par des socles pourtant anciens, mais encore à l'exploitation poussée des différences minéralogiques et physiques des roches par des processus d'altération sélective largement développés durant le Tertiaire.

— en second lieu, par une relative mobilité de l'écorce qui rend vaine toute tentative de reconstitution d'une surface d'érosion générale antérieure au Tertiaire, mais qui permet en revanche, grâce à la persistance du soulèvement épéïrogénique, d'introduire une distinction nette entre les divers aplanissements tertiaires. Les vieilles topographies prétorridonienne et prédévonienne, gauchies et du reste inégales dès l'origine, ne jouent du fait de leur recoupement qu'un rôle morphologique limité.

— enfin par la présence d'édifices volcaniques tertiaires dont l'originalité tient moins à la composition pétrographique qu'au dispositif annulaire de mise en place et à la profondeur moyenne de dénudation des infra-structures : deux conditions requises pour la réalisation des curieux « reliefs volcano-appalachiens ».

En ce qui concerne l'héritage morphologique du Quaternaire froid, il serait dangereux d'assimiler les montagnes de l'Ecosse du Nord-Ouest aux chaînes des Alpes occidentales, sous prétexte que les deux régions ont connu un englacement puissant. Les glaciers écossais trop lents, trop étalés, mordant mal sur un matériel de socle d'ordinaire massif et assez peu gélif n'ont pas — à l'inverse de ceux des Alpes occidentales — remodelé profondément le relief. Le plus souvent ils se sont contenté de prendre en charge des masses d'altérites lentement capitalisées au cours du Tertiaire. Encore faut-il noter que cette dilapidation n'a été que partielle. A l'exception de quelques « auges de ligne de failles », plus ou moins bien récurées d'ailleurs, les retouches opérées par la glace et les eaux de fonte ont laissé subsister l'essentiel du paysage élaboré pendant les longues périodes préglaciaires.

Les rivages eux-mêmes sont en partie d'origine ancienne.

Tout se passe comme si les crises morphogénétiques liées à l'installation des glaciers et à leur disparition avaient été trop brèves pour modifier fondamentalement la topographie. C'est bien plus à une exagération des traits structuraux qu'à un bouleversement total du relief que l'on assiste au Quaternaire.

En définitive, dans ce modelé nord-écossais, on ne sait ce que l'on doit le plus admirer de sa richesse en paléoformes incorporées successivement ou de sa dépendance persistante à l'égard d'un très vieux bâti structural.

Nancy, mars 1964.

TABLEAUX

TABLEAU I

INTENSITES CLASSEES DES PRECIPITATIONS

Nombre de jours moyen	< 0,1 mm (jours sans pluie)	0,2-1 mm	1,1-5 mm	5,1-10 mm	10,1-15 mm	15,1-20 mm	20,1-25 mm	>25 mm
Stornoway (Moy. 1946-1959)	113,6	62,8	108,6	53,5	17	5,5	2,5	1,3
Fort-William (Moy. 1956-1959)	129	54	79	40	21	17	11	15

FREQUENCES CUMULEES des INTENSITES de PRECIPITATIONS

		> 0,1 mm	>1 mm	> 5 mm	>10 mm	>15 mm	>20 mm	>25 mm
Stornoway (Moy. 1946-1959)	Nombre de jours	251,2	188,4	79,8	26,3	9,3	3,8	1,3
	% des jours pluvieux	100	75	32	10,5	3,7	1,5	0,5
Fort-William (Moy. 1956-1959)	Nombre de jours	237	183	104	64	43	26	15
	% des jours pluvieux	100	77	45,5	27	18	11	6,5

BEN NEVIS - MAXIMUM JOURNALIER des PRECIPITATIONS (en mm)
(Moyenne 1888 - 1904)

Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Année
78,5	71	75	49,7	50,3	35,4	44,1	56,8	63,5	69,8	73,8	72,4	61,5

TABLEAU II

NOMBRE DE JOURS DE GEL AU SOL
(Moyenne Août 1944 - Juillet 1960)(1)

Station	Alt.(m)	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Année
Stornoway	4	0,1	0,3	1,5	4,8	8,9	9,4	14,4	12	8,5	6,8	4	0,9	71,6
Cape Wrath	112	0	0	0	0,7	1,5	3,7	10,1	9,4	7,4	2,1	0,3	0	35,2
Wick	36	0	0,2	0,8	4	9,1	10,7	16,1	15	8,8	8,6	4,5	0,8	78,6
Benbecula	6-8	0	0,1	0,7	2,4	6,3	6,3	10,8	11	6,7	5	1,8	0,5	51,6
Inverness	4-74	0	0	0,6	4,5	10,2	13,8	19,1	15,2	12,4	6,8	3,5	0,5	96,6
Onich	15	1,1	1,2	3,1	7,3	13,9	16,4	19,6	17,4	13,9	12	8	2,7	116,6
Ft William	10	0	0	0,6	3,7	8,2	10,5	15	13,2	10,2	5,7	3,8	0,1	71
Dalwhinnie	358	3	2,5	4,6	8,8	14,1	17,4	21,8	19,1	16,8	14	11,1	4,6	137,8
Glenmore Lo (2)	305 à 340	1,4	1,2	6,5	7,4	18,8	19	24,6	22,3	21,7	17,3	9,7	3,6	153,5

(1) Quelques bulletins manquent.
(2) La moyenne pour cette station ne porte que sur 10 ans : Août 1949 - Juillet 1960.

TABLEAU III

NOMBRE DE JOURS DE GEL
(min. ⩽ 32° F)

% du N. de jours de gel	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
Ben Nevis (1888-1904)	97,2	98,2	97	91	66	29,5	12,4	13,7	34,5	77	87,1	97	63,3
Fort William (1890-1904)	31,5	31,4	24,2	10,7	0,7	-	-	-	-	6,7	13,6	25,5	12

NOMBRE DE JOURS DE GEL-DEGEL
(min. ⩽ 32° F < max.)

% du N. de jours de gel -dégel	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
Ben Nevis	19,8	22,1	22,5	34,5	42	25,3	12,4	13,7	26,8	38,3	40,5	30,6	26
Fort-William	28,8	27,4	24,2	10,7	0,7	-	-	-	-	6,7	12,4	23,5	11,2

Les pourcentages sont rapportés au nombre total de jours de l'année ou du mois.

TABLEAU IV

MINIMUM NOCTURNE LE PLUS BAS DE L'ANNEE (°C)

	1946	1947	1948	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959
Dalwhinnie	- 14,3	- 17	- 11,5	- 16,5	- 18,2	- 16	- 15,4	- 12,6	- 15,4	- 22	- 15,9	- 11	- 17,6	- 15,4
Cape Wrath	- 2		- 2	- 2,6	- 2,6	- 2	- 3,8	- 1,5	- 5	- 5	- 6	- 1	- 4,3	- 2,6
Duntuilm		-4,9	- 1,5	- 2,6	- 3,8	- 4,3	- 2,6	- 1	- 2,6	- 5	- 4,3	- 1,5	- 4,3	- 3,8

	1888	1889	1890	1891	1892	1893	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903
Ben Nevis	-13,6	-14	-12,6	-14,5	-16	-14	-17,5	-16,5	- 9,7	-15,3	-12,3	-13,8	-14,3	- 14	-13,9	-13,4

TABLEAU V

LES VALEURS DES PENDAGES
DU VIEUX -GRES-ROUGE

I - BORDURE EST DU SUTHERLAND

Pendage valeur (°)	N	% cum
0 +	7	2,5
1 - 5	38	16
6 - 10	60	38
11 - 15	62	60
16 - 20	23	68
21 - 25	24	77
26 - 30	13	82
31 - 35	6	84
36 - 40	14	89
41 - 45	7	91
46 - 50	9	95
51 - 55	3	96
56 - 60	3	
61 - 65	1	
66 - 70	1	
71 - 75	1	
76 - 80		
> 80	6	100
≂ 90		
Total	278	Médiane = 13°

II - CAITHNESS

Pendages valeur (°)	Caithness du Sud (F. 109 et 110)		Caithness du Centre (F. 116 Sud)		Caithness du Nord et Stroma (F. 116 N et F. 117)		Total du Caithness	
	N	% cum	N	% cum	N	% cum	N	% cum
0 +	7	3	53	16	27	11	94	10,5
1 - 5	42	21	136	57	65	37	244	38
6 - 10	57	45,5	60	75	60	61	181	58
11 - 15	48	66	38	86	46	79	152	75
16 - 20	26	77	17	91	19	87	78	84
21 - 25	20	86	7	93	11	91	42	88,5
26 - 30	15	92	3	94	10	95	39	93
31 - 35	4	94	5	96	1		14	94,5
36 - 40	4	96	2		3	97	10	95,5
41 - 45	3	97	1		5	99	9	
46 - 50	1		1				3	
51 - 55			2				3	
56 - 60	1	98					2	
61 - 65			1	98			2	98
66 - 70							1	
71 - 75					1		1	
76 - 80	1						1	
> 80	3		7	100	2	100	13	
≂ 90	2	100					3	100
Total	234	médiane = 11	333	médiane = 4	250	médiane = 7 1/2	892	médiane = 8

III - ORCADES

Pendage Angle (°)	Hoy V.G.R. sup. (C 3)		Hoy V.G.R. moy. (C2) Flotta Fara, Cava, Graemsay		Burray et Sth Ronaldsay		Mainland W et Gairsay		Mainland Est Copinsay		Shapinsay	
	N	% cum	N	% cum	N	% cum	N	% cum	N	% cum	N	% cum
0 +	4	4,5	1		1		16	3				
1 - 5	44	54	10	4,5	7	5,2	189	38	14	3,5	3	3
6 - 10	27	84,5	51	25,5	13	14	177	71	98	38	31	36
11 - 15	12	98	67	53	29	32,5	84	86,5	48	54	23	61
16 - 20	2	100	51	73,5	38	57,5	44	95	59	74	11	72
21 - 25			29	85	29	76,5	7	96	25	82	6	79
26 - 30			23	95	21	90	8	97,5	18	88	5	84
31 - 35			7	97,5	8	95	2		10	91,5	6	90,5
36 - 40			4	99	2		5	99	5	93	3	93,5
41 - 45					1		4		7	95,5		
46 - 50					1	98			5	97		
51 - 55												
56 - 60									7		1	95
61 - 65												
66 - 70			1		2		1		1	100	3	97
71 - 75					1	100						
76 - 80							1	100				
> 80			1	100								
≃ 90											2	100
Total	89	médiane= 4° 1/2	245	médiane= 14° 1/2	153	médiane= 18° 1/2	538	médiane= 6° 1/2	297	médiane= 14°	94	médiane= 13°

ORCADES (suite)

Pendage Angle (°)	Rousay et îles voisines		Stronsay et îlots		Eday, Fara et SW de Sanday		Westray et Papa Westray		Sanday et Nth Ronaldsay		Total des Orcades	
	N	% cum	N	% cum	N	% cum	N	% cum	N	% cum	N	% cum
0 +	10	8					8	4,5	1	0,5	41	2
1 - 5	47	46	7	5	1		49	33,5	25	12	396	20
6 - 10	21	63	36	32	4	3,5	44	59	60	40	562	45
11 - 15	7	68,5	35	58	24	21	23	67	66	70,5	418	64
16 - 20	8	75	13	67,5	48	55,5	14	81	40	89	328	79,5
21 - 25	8	81,5	8	73,5	8	61,5	2	82	11	94	133	85,5
26 - 30	6	86	8	79,5	12	70	17	92	7	97	125	91
31 - 35	3	89	7	84,5	19	83,5			2		64	94
36 - 40	5	93	6	89	7	87,5	2	93	2	99	41	96
41 - 45	2	94,5	3	91	5	92	6		1		29	97
46 - 50	1	95	5	95	5	96	1	97	1	100	19	98
51 - 55	1		2	96,5	3	98					6	
56 - 60	1		3	98,5	1		1				14	
61 - 65	1	98	1		2	100					4	99
66 - 70	1										9	
71 - 75											1	
76 - 80			1	100			2	99			4	
> 80											1	
≃ 90	2	100					2	100			6	100
Total	124	médiane= 6°	135	médiane= 13° 1/2	139	médiane = 19° 1/2	171	médiane = 8°	216	médiane = 11° 1/2	2201	médiane = 11°

TABLEAU VI

LES DIRECTIONS DES PENDAGES
DU VIEUX-GRES-ROUGE

I - BORDURE OUEST DU MORAY FIRTH
(HELMSDALE - THE AIRD)

Directions	de l'extr. N au Dornoch firth	du Dornoch Firth à The Aird
	%	%
N	1,5	3,5
NNE	2	1
NE	3	5
ENE	4	2,5
E	5	2,5
ESE	8,5	4
SE	21,5	10
SSE	20	8
S	5	7
SSW	2	5
SW	4	9,5
WSW	4	2
W	4	5
WNW	4,5	8,5
NW	9	18
NNW	2	8,5
Total	100	100

II - CAITHNESS

Directions	Les 2 Ben Griam	Syncl. Morven-Maiden Pap	Caithness Sud (F.109 et F.110)(1)	Caithness Centre (F.116 Sud)(1)	Caithness Nord et Stroma (F.116 N, F. 117)(1)	Total du Caithness
	%	%	%	%	%	%
N			1,5	5	12	6
NNE			4	5,5	11,5	6,5
NE			5,5	12,5	13,5	10
ENE			9,5	13	10	10,5
E			9	17,5	9,5	11,5
ESE			9,5	10	3,5	7,5
SE			5	12,5	4,5	7
SSE		10	3	2,5		2
S		15,5	4,5	2,5	1	3
SSW			7,5	1	1	3
SW	32		8,5	2	1,5	4,5
WSW	55		10	1	2,5	5,5
W	11		7	3,5	2	4
WNW			6	2	5,5	4,5
NW	2		5	5	10	6,5
NNW		33	4,5	4,5	12	8
Total	100		100	100	100	100

(1) n° des feuilles de la carte géologique détaillée.

III - ORCADES

Directions	Hoy (VGR sup.)	Hoy (VGR moy.)	Mainland W et Gairsay	Eday, Fara et SW Sanday	Sth Ronaldsay-Burray + Mainland E + Shapinsay	Rousay + Westray Papa W	Stronsay, Sanday et Nth Ronaldsay	Total des Orcades
	%	%	%	%	%	%	%	%
N	5	17	4,5	1,5	7,5	3,5	3	6
NNE	1,5	16	4,5		6,5	1,6	5,5	5,5
NE	4	3,5	7	1,5	6,5	9,5	5,5	6
ENE		0,4	8	4,5	7	5	3,5	5,5
E		0,4	7	23	8,5	15	7	8,5
ESE		0,4	5	0,5	7	6,5	6,5	5
SE		1	2	0,5	4	5,5	8	3,5
SSE		0,4	2		5	1,6	6,5	3
S	1,5	0,4	2,5		2,5	1,5	3,5	2
SSW	4	1	2		1,5	1,6	1	1,5
SW	15,5	7,5	6	2	2,5	1,6	5,5	5
WSW	16	17	10	6,5	1	5,5	4,5	7,5
W	11,5	12	14	15,5	2,5	18	14	12
WNW	24,5	5,5	10	29	8,5	11	9,5	11
NW	15	3	9,5	13,5	15	9,5	14	11
NNW	1,5	14,5	6	2	14,5	3	2,5	7
Total	100	100	100	100	100	99,9	100	100

TABLEAU VII

MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DE QUELQUES FORMATIONS SABLEUSES(1)

I - COTES NORD ET NORD-OUEST

Sable du cône deltaïque fluvio-glaciaire. Drochaid Lusa (Skye).	Dimension du tamis (mm)	Anguleux	Subanguleux	Arrondis	Ovoïdes	Sphériques	Total des grains observés		Indice d'émoussé global (2)
		%	%	%	%	%	N	%	
Luisants	0,315	25,5	19	7 +			83	51,5	0,207
Mats			5	16	2,5			23,5	
P.V.T.		2,5	19	3,5				25	
Sable fluvio-glaciaire Bord S du L. Stack (Côte nord-ouest).									
Luisants	0,315	62	16				50	78	0,080
Mats				4	2			6	
P.V.T.		8	6	2				16	
Sable fluvio-glaciaire Bord L. Shieldaig (côte NW. au S. de Gairloch).									
Luisants	0,315	37	37	2			100	76	0,154
Mats			4	8	3			15	
P.V.T.		2	7					9	
Luisants	0,80	30	47,5				63	77,5	0,188
Mats			1,5	9,5	5	1,5		17,5	
P.V.T.			5					5	
Sable du cône deltaïque de transition, SE de Melvich.									
Luisants	0,315	24,5	49	14,5			69	88	0,171
Mats				1,5				1,5	
P.V.T.		6	4,5					10,5	
Luisants	0,80	37	30	3			70	70	0,118
Mats		1,5	5,5					7	
P.V.T.		8,5	11,5	3				23	
Luisants	1,25	28	52	3,5			54	83,5	0,136
Mats									
P.V.T.		7,5	9					16,5	
Sable fluvio-glaciaire NE Calgary Beg (Strath Halladale).									
Luisants	0,315	62	18				50	80	0,056
Mats									
P.V.T.		10	10					20	
Luisants	0,80	31	47,5	5			84	83,5	0,145
Mats			1	1				2	
P.V.T.		2,5	12					14,5	
Matrice sableuse morainique, bord nord L. Lurgainn (Coigach).									
Luisants	0,315	32	11	1			82	44	0,346
Mats			3,5	17	19,5	16		56	
Luisants	0,80	27	27	3,5			56	57,5	0,281
Mats			3,5	18	12,5	7		41	
P.V.T.			1,5					1,5	
Luisants	1,25	13	28,5	28,5	13	15	53	41,5	0,373
Mats			2					58,5	

(1) Les sigles P.V.T. désignent les grains picotés, vermiculés ou taraudés qui ont subi une altération pédologique sensible.

(2) Les coefficients retenus sont les suivants : anguleux : 0, subanguleux : 2, arrondis : 4, ovoïdes : 6, sphériques : 8, c'est-à-dire ceux que proposèrent J. Tricart et ses élèves en 1958 [272].

Sable fluvio-glaciaire. Cône de transition de Carnish, Uig Bay (Lewis).	Dimension du tamis (mm)	Anguleux	Subanguleux	Arrondis	Ovoïdes	Sphériques	Total des grains observés		Indice d'émoussé global
		%	%	%	%	%	N	%	
Luisants	0,315	48	30	4			73	82	0,101
Mats									
P.V.T.		7	9,5	1,5				18	
Luisants	0,80	32	48	10			50	90	0,148
Mats									
P.V.T.		4	6					10	
Luisants	1,25	17	30	9,5			53	56,5	0,188
Mats									
P.V.T.		2	38	3,5				43,5	
Sable de "machair" plat - Liniclett (Benbecula).									
Luisants	0,315	10	52	7 +			69	69	0,263
Mats			1,5	20,5	6			28	
P.V.T.			3					3	
Luisants	0,80	28,5	31	15			52	74,5	0,216
Mats			4	11,5	4			19,5	
P.V.T.			4	2				6	
Luisants	1,25								
P.V.T.									
Sable de "machair", zone interne, 200 m W Ormaclett Castle (South Uist).									
Ormaclett Castle	0,315	23,5	40,5	23,5	3,5		111	91	0,223
				5,5				5,5	
		1	2,5					3,5	
Luisants	0,80	29,5	21,5	21,5	3		61	75,5	0,189
Mats				3				3	
P.V.T.		6,5	15					21,5	
Luisants	1,25	31,5	51,5	7,5			82	90,5	0,154
Mats				3,5				3,5	
P.V.T.		2,5	3,5					6	
Sable de "machair" Zone moyenne plate 600 m, W Ormaclett Castle (South Uist).									
Luisants	0,315	26	36	13			100	75	0,206
Mats			3	16	1			20	
P.V.T.		2	3					5	
Luisants	0,80	26	28	12			50	66	0,204
Mats			4	14	2			20	
P.V.T.		2	12					14	
Sable de "machair" remanié par le vent zone externe, sommet de dune bordière, 1 km W Ormaclett Castle (South Uist).									
Luisants	0,315	40	31,5	5,5			92	77	0,128
Mats			1	5,5	1			7,5	
P.V.T.		9	6,5					15,5	
Luisants	0,80	18,5	41,5	13,5			60	73,5	0,210
Mats			3	8,5	1,5			13	
P.V.T.		1,5	12					13,5	

Sable de l'isthme L. Uisg - L. Spelve (Mull).	Dimension du tamis (mm)	Anguleux	Subanguleux	Arrondis	Ovoïdes	Sphériques	Total des grains observés		Indice d'émoussé global
		%	%	%	%	%	N	%	
Luisants	0,315	34	48	8				90	
Mats				4	2		50	6	0,164
P.V.T.			4					4	
Luisants	0,80	58	38	2				98	
Mats							50		0,088
P.V.T.			2					2	
Matrice sableuse des collines morainiques du L. Don.									
Luisants	0,315	32	54	8				94	
Mats				2			50	2	0,156
P.V.T.			4					4	
Luisants	0,80	26	60	2				88	
Mats			2	6			50	8	0,164
P.V.T.			4					4	
Luisants	1,25	26	61	4,3				91,3	
Mats				4,3	4,3		23	8,6	0,182
P.V.T.									
Matrice sableuse des collines morainiques, Barr nam Muc.									
Luisants	0,315	47,5	22,5	3				73	
Mats				6,5			63	6,5	0,105
P.V.T.		9,5	11					20,5	
Sable grossier du cône de transition fluvio-glaciaire, Glen Forsa.									
Luisants	0,315	32,5	21	2				55,5	
Mats			2	11,5	4	2	52	19,5	0,174
P.V.T.		8	17					25	
Luisants	0,80	22	28	12,5				62,5	
Mats				12,5	3	3	32	18,5	0,223
P.V.T.		9,5	6,5	3				19	
Sable grossier du cône de transition de l'embouchure du Glen Forsa.									
Luisants	0,315	36,5	33	1,7				71,2	
Mats				5	1,7		58	6,7	0,141
P.V.T.		5	15,5	1,7				22,2	
Luisants	0,80	48	24					72	
Mats				4			50	4	0,088
P.V.T.		12	12					24	
Luisants	1,25								
Mats									
P.V.T.									
Sable morainique, bord du Lochan Doire Bhraghaid (Kingairloch).									
Luisants	0,315	70	26	2				98	
Mats				2			100	2	0,068
P.T.V.									
Luisants	0,80	58	42					100	
Mats							50		0,084
P.V.T.									
Luisants	1,25	42	49	8				99	
Mats							50		0,132
P.V.T.			1					1	
Sable fluvio-glaciaire à l'Ouest du Lochan na Criche (Kingairloch).									
Luisants	0,315	52	24	2				78	
Mats							100		0,088
P.V.T.		6	16					22	
Luisants	0,80	40	44					84	
Mats							25		0,120
P.V.T.			16					16	

IV - COTE ORIENTALE (MORAY FIRTH)

Sable marin de la plage sup. (+ 21 m HWM) Sydera, Dornoch Firth.	Dimension du tamis (mm)	Anguleux	Subanguleux	Arrondis	Ovoïdes	Sphériques	Total des grains observés		Indice d'émoussé global
		%	%	%	%	%	N	%	
Luisants	0,315	18	60	22			50	100	0,208
Luisants	0,80	14,5	69	16,5			42	100	0,204
Dépôt sableux dominant les plages soulevées, Kintradwell, Nord de Brora.									
Luisants	0,315	44	48	2			50	94	0,124
Mats			2	4				6	
P.V.T.									
Luisants	0,80	42	48	4			50	94	0,128
P.V.T.			4	2				6	
Luisants	1,25	20	52	12			25	84	0,208
Mats				4	4			8	
P.V.T.			8					8	
Dépôt sableux dominant les plages soulevées, Mill à l'Est de Portgower.									
Luisants	0,315	42	32	2			50	76	0,112
Mats				4				4	
P.V.T.		8	12					20	
Luisants	0,80	38,5	38,5	6			65	83	0,120
Mats									
P.V.T.		7,5	9,5					17	
Luisants	1,25	26	26	24			42	76	0,196
Mats									
P.V.T.			24					24	
Sable fluvio-glaciaire d'une lentille. Strathrory.									
Luisants	0,315	46,5	43	4			77	93,5	0,107
Mats									
P.V.T.		4	2,5					6,5	
Sable fluvio-glaciaire de lentille. Invershin.									
Luisants	0,315	49	35	4			100	88	0,122
Mats				7	1			8	
P.V.T.		3	1					4	

V - GRES CENOMANIEN

Versant Sud du B. na h Uamha (Morvern).	Dimension du tamis (mm)	Anguleux	Subanguleux	Arrondis	Ovoïdes	Sphériques	Total des grains observés		Indice d'émoussé global
		%	%	%	%	%	N	%	
Luisants	0,315		8,5	1,5			72	10	0,519
Mats			9,5	26,5	30,5	23,5		90	
Luisants	0,200		11	1			83	12	0,504
Mats			9,5	26,5	31,5	20,5		88	
Luisants	0,125	9,5	9,5	4	3		96	26	0,462
Mats			13,5	11,5	28	21		74	
Luisants	0,080	43	28,5	10,5			67	82	0,192
Mats				10,5	4,5	3		18	

VI - GRES TORRIDONIEN(1)

An Teallach

Luisants	0,315	10	2,5				233	12,5	0,282
Mats		8	32,5	37	8	2		87,5	
Luisants	0,200	33	3,5				200	36,5	0,173
Mats		4	38	19,5	2			63,5	

(1) En raison de la patine adhérant très fortement aux grains, les catégories P.V.T. n'ont pas pu être dénombrées sur cet échantillon.

TABLEAU VIII

ANALYSES DE LA FRACTION ARGILEUSE DE QUELQUES PALEOSOLS(1)

I - LES LITS INTRA-BASALTIQUES ET SOUS-BASALTIQUES

Nature du prélèvement	Localisation	Kaolinite	Montmorillonite	Illite	Gibbsite	Oligiste
Hor. rouge durci sur boules de basalte	Lochaline (Morvern)		100			
Hor. brun-rouge de décomp. progressive de basalte	Lochaline (Morvern)		100			
Lit rouge intra-basaltique	Portree (Skye)		100		+	+
Lit rouge intra-basaltique	Tianavaig (Skye)					++
Lit gris-clair intra-basaltique	Waterstein Head (Skye)		100			
Lit rouge intra-basaltique	Ardslignish (Ardnamurchan)	tr	100			+
Lit argileux tertiaire sous-basaltique	Port na Faolinn (Mull)	40		60		
Lit rouge intra-basaltique	Cleadale (Eigg)		100			

II - LES PALEOSOLS ROUGES DES CALCAIRES DOLOMITIQUES

Nature du prélèvement	Localisation	Kaolinite	Illite	Chlorite
Dolomie saine	plateau au NE du Loch Kishorn.	Pas d'argile : dolomie + quartz + oligiste		
Zone de fissuration avec patine		90		10
Argile de poche		(composition de l'enduit) 30	70	
Calcaire dolomitique sain	bas plateau, Est du Kyle of Durness	Pas d'argile : dolomie + quartz + oligiste		
Argile de poche		Le quartz oblitère complètement les raies d'argile		
Calcaire dolomitique altéré	Nord d'Inchnadamph, bas plateau		100	
Argile de poche		20	80	

\+ présent mais en faible quantité.
++ relativement abondant.

(1) Effectuées par les soins de Mlle H. Paquet du Laboratoire de Géologie de l'Université de Strasbourg, sous la direction de M. G. Millot.

III - LES PRODUITS DE L'ALTERATION ANCIENNE DU SOCLE

Nature du prélèvement	Localisation	Kaolinite	Montmorillonite	Illite	Interstratifié illite-vermiculite	Vermiculite	Interstratifié chlorite vermiculite	Chlorite	Interstratifié illite-chlorite
Granodiorite en voie d'altération	Liddesdale (Morvern)			90				10	
Arène de décomposition				30				30	30
Gneiss oeillé avec exfoliation	Loch Carloway (Lewis)		tr	50				25	25
Zone de desquamation dans le granite tertiaire	Loch Ainort (Skye)		40	30		30			
Masse terreuse avec arène provenant du gabbro	Gorge de Glenbrittle (Skye)			30		70			
Granite en voie d'altération	Cote 523, Balloch Cottage			60				40	
Granite altéré				60		30		10	
Granite arénisé in situ				100		tr		tr	
Granite pourri in situ	Achentoul		20	80					
Lentille quartzeuse altérée dans les micaschistes	Nord de Tom Apigill			100					
Filon basique altéré dans le gneiss	versant nord Glen Leireag	tr	10	90 (talc)				tr	
Filon basique altéré complètement				80 (talc)				10	10
Gneiss lewisien en voie d'altération	versant nord Glen Leireag			50		50			
Gneiss lewisien altéré				70		30			
Sol sus-jacent				10		80			
Dyke basique dans le gneiss	versant nord Glen Leireag			80		20			
Dyke basique décomposé, dans le gneiss			80	20 (talc)					
Gneiss pourri rouge	Oban na Curra (North Uist)			100					

IV - L'ALTERATION POSTGLACIAIRE

Nature du prélèvement	Localisation	Illite	Vermiculite + Interstratifiés (Illite - Vermiculite et Chlorite - Vermiculite)	Chlorite
Gneiss oeillé en voie d'altération	Inchbae	100		
Gneiss oeillé altéré		100		
Gneiss oeillé au contact de la tourbe		100		
Moraine de fond altérée	Shinness	80	20	traces
Horizon B rouge		50	50	
Horizon B rouge au contact de la tourbe (blanchi)		30	70	
Gneiss psammitique moinien en voie d'altération	Crask Inn	60		40
Gneiss psammitique moinien altéré		50	30	20
Gneiss psammitique au contact de la tourbe		100		
Granite altéré	Creag Thoraraidh	60	40	
Granite désagrégé au contact de la tourbe		100	traces	

TABLEAU IX

ROLE MORPHOLOGIQUE, CARACTERES PHYSIQUES ET MINERALOGIQUES DE QUELQUES ENSEMBLES PETROGRAPHIQUES DE L'ECOSSE DU NORD-OUEST(1)

	Nature pétrographique	Localisation	Situation topographique	Altitude relative au niv. pliocène (m)	Caractères physiques						Composition minéralogique (%)						Observations
					densité des diaclases (médiane/m)	% perles gel/dégel	Porosité ouverte (%)	Texture	Grain ou indice de Chayes	Microfissuration quartz (%) où I = 1/D	Quartz	Muscovite	Orthoclases	Plagioclases	Biotite	Amphiboles, Pyroxènes	
					I - REGION COTIERE DU NORD-OUEST												
1	Mylonite	Au-dessus d'Eriboll	Lourd bourrelet qui domine localement	+ 110	très variable		0,350	microgrenue	fin		(trame) très abondant	traînées nombreuses		peu			Recristallisation
2	Felsite	B. Gharbh	Colline avec escarpements	+ 300	6,5		0,655	microgrenue	grossier		11		20	59		5	Analyse minéralogique d'après les données de P.Sabine Quart. Journ. Geol. Soc., 1953.
3	Microgranite	Cnoc na Sroine	Elément de plateau nivelé	+ 150			0,500	microgrenue	102	5 %	12		21	60		0,5	
4	Syénite	Benmore Lodge (L. Ailsh)	Dans l'ensemble, creux occupé par une vallée	- 40				grenue	27		0,5		27	54,5		5,5	
5	Syénite	L. Borralan	Cuvette allongée	- 60				grenue	grossier		1		21	60		4	
					II - HEBRIDES EXTERNES												
6	Granito-gneiss	Dalebeg (Lewis)	Retombée, transition avec plateau gneiss	+ 15	5		0,161	grenue cataclastique	71	forte	33	14,6	33,6	0,8	16,6	1,3	
7	Granito-gneiss	B. Bragor (Lewis)	Härtling dominant le plateau de gneiss	+ 170	3		0,511	grenue cataclastique	74		40,2		59,2		0,6		
8	Amphibolite à grenats	B. Barvas (Lewis)	Härtling dominant le plateau de gneiss	+ 160	7		0,334	granobl. homogène	fin		très peu		peu	20		60	10 % de grenats
9	gneiss écrasé	Arnish Moor (Lewis)	Plateau tourbeux déprimé	- 25			0,411	granobl. catacl.	hétérog.	forte	qq. plages		peu	80	rare	20	
10	Mylonite	L. Valtos (Lewis)	Bourrelet en saillie locale sur le plateau	+ 35			0,085	mylonitique			35-40		abondants	+	+	+	Recristallisation
11	Gneiss à biotite	Balallan (Lewis)	Topogr. douce et unie en contrebas du précédent	- 30			0,398	granobl.	hétérog.	forte	40		20	20	15	+	
12	Granito-gneiss	Mealisval (Lewis)	Montagne, domine les plateaux	+ 460	1		0,488	grenue cataclastique	80		32,7	4	52,6	3,35	6,9		Cristallisations simultanées (diablastiques).
13	Granito-gneiss	Nord-ouest L. Leosard (Nth Harris)	Dépression allongée (faille)	- 45			0,161	grenue cataclastique	78		40,8		51,9	7	0,2		Passage présumé d'une grande faille.
14	Gneiss	Clisham (Nth Harris)	Montagne. Point culminant des Hébrides externes	+ 650	8		0,231	granobl. catacl.	hétérog.	moy.	40			40	15	+	
15	Pegmatite	Langraclett (Sth Harris)	Elément de plat. nivelé	0	7		0,321	grenue	100	faible	38,8	2,3	56,5	1	1,3		
16	Gneiss à biotite	Groseclett (Sth Harris)	En contrebas du précédent	- 25	12		0,251	granobl.	grossier hétérog	faible	20		40	20	10	+	
17	Amphibolite	Groseclett (Sth Harris)	id.	- 25	12		0,243	granobl.	fin	faible	+		+	15		75	
18	Gneiss à grenats	Chaipaval (Sth Harris)	Colline, domine les environs.	+ 310			0,272	granobl.	hétérog.	moyen	80		+	+	+		Gros grenats, cristallisation poécilitique de quartz.
19	Tonalite	Maodal (Sth Harris)	Croupe arrondie au sommet nivelé.	+ 235	4		0,294	grenue	fin	faible	rare	30		60	+	+	

	Nature pétrographique	Localisation	Situation topographique	Altitude relative au niv. pliocène (m)	Caractères physiques						Composition minéralogique (%)						Observations
					densité des diaclases (médiane/m)	% pertes gel/dégel	Porosité ouverte (%)	Texture	Grain ou indice de Chayes	Microfissuration quartz (%) où I = 1/D	Quartz	Muscovite	Orthoclases	Plagioclases	Biotite	Amphiboles, Pyroxènes	
20	Anorthosite	Roneval (Sth Harris)	Croupe culminante pour la région.	+ 430	3		0,234	grenue	moyen	faible	très peu			anorthose = 80	+	+	+ Grenats
21	Gneiss écrasé	North Lee (Nth (Uist)	Fait partie du bourrelet montagneux.	+ 230	3		0,074	mylon.	fin								
22	Gneiss écrasé	B. Mhor (Sth Uist)	Fait partie du bourrelet montagneux.	+ 500	6		0,368	grenue	moyen		+			+		+	
23	Granulite à hornblende	Crogary More (Nth Uist)	Butte au milieu du plateau	+ 160	3		0,341	grenue			+			+		+	Inclusions poéciliti-ques de quartz.
			III - CENTRE DU MAINLAND SEPTENTRIONAL														
24	Granite	Cnoc nam Bô Riabach, Achentoul	Plateau régulier parfaitement nivelé.	+ 210		0,72	0,571	grenue	47	I=2,5°	**32,3**	**0,25**	**11,25**	**56**	**0,2**		
25	Granite	Forsinard, Riv. Halladale supérieure	Bas plateau en contrebas du précédent.	0	13		0,299	grenue	87	I=1,9	**31,9**	**+**	**27,6**	**40,2**	**0,3**		
26	Gneiss à hornblende et biotite	Bassin de Ribigill	Cuvette allongée d'érosion différentielle.	- 90	3-8	1,02	0,485	granoblastique	hétérog.	faible	50	15	+	+	20		
27	Gneiss à biotite et à grenats	Garbh Chnoc (Kyle of Tongue)	Echine dominant la cuvette précédente.	+ 60	7		0,423	granobl.	hétérog.	faible	75		+	10	10		Gros cristaux de grenat.
28	Diorite à quartz	Milton, Reay.	Pte butte dans une cuvette d'érosion différentielle.	+ 25	4		0,408	grenue	57		**33**		**6**	**44,5**	**5,8**	**10,5**	
29	Gneiss psammitique	Fond du Kyle of Tongue.	Vallée assez large et rectiligne.	- 100	3-4		0,611	granolépid.	fin		80	10					
30	Gneiss à biotite	Naver Rock.	Echine à sommet calme.	+ 60	9	0,02	0,216	granobl.	moyen		60			5	30		
31	Granite	Culfearne, Strath Halladale.	Verrou dans la vallée.	- 40	6		0,246	grenue	85	moyen. ou forte	**36,5**		**29,5**	**32,1**	**1,9**		Texture isogranulaire.
32	Granite	Achridigill, Strath Halladale.	Cuvette d'érosion différentielle.	- 100	5		0,220	grenue	63	faible	**24,1**		**15,6**	**45,9**	**14,3**		
33	Gneiss psammitique.	B. Hope.	Inselberg.	+ 700		0	0,727	granobl.	fin	faible	80	10	peu	+			Texture isogranulaire homogène.
34	Gneiss psammitique.	Strath More.	Vallée au pied du précédent.	- 200	7		0,861	granolépid.	très fin	moyen.	90	5	+	+			
35	Gneiss psammitique.	B. Hee.	Inselberg.	+ 600			0,559	granobl.	fin		60	+	+	+			Texture très homogène.
36	Gneiss psammitique.	Strath Vagastie.	Vallée entaillant une bande séparatrice entre 2 cuvettes.	- 100	7	0	0,421	granob.	très fin		90	+			5-10		
37	Syénite à quartz	B. Loyal.	Inselberg.	+ 520	1 à 5	0	1,758	grenue	50	forte	**17,2**		**60,2**	**15,6**	**0,6**	**6,4**	
38	Granite	Table 1644, S-W Loch Coire.	Elément de plateau nivelé.	+ 270		0	0,834	grenue	71	I=2,6	**29,45**		**24,3**	**38,3**	**7,85**		
39	Granito-gneiss	Creag an Lochain, B. Klibreck.	Col évasé entre 2 montagnes.	+ 425			0,414	granolépid.	70	I=2,75° moyen.	**12,2**	**4,3**	**2**	**76,2**	**5,2**		
40	Gneiss à 2 micas.	Meall nan con, B. Klibreck.	Pyramide sommitale dans un inselgebirge.	+ 700		0	0,421	granolépid.	grossier	moyen.	25	20	5	20	25		Gros grenats.
41	Gneiss à hornblende.	Allt an Fearna.	Cuvette allongée dans le bassin du L. Naver.	- 60	8	0	0,362	granolépid.	fin		25		10-15	35-40	10	10	
42	Amphibolite	Gob Mòr.	Croupe basse nivelée.	- 30	3	3,9	0,533	granonémato	fin hétérog.	moyen.	35-40		+	+		55-60	

	Nature pétrographique	Localisation	Situation topographique	Altitude relative au niv. pliocène (m)	Caractères physiques						Composition minéralogique (%)						Observations
					densité des diaclases (médiane/m)	% pertes gel/dégel	Porosité ouverte (%)	Texture	Grain ou indice de Chayes	Microfissuration quartz (%) où I = 1/D	Quartz	Muscovite	Orthoclases	Plagioclases	Biotite	Amphiboles, Pyroxènes	
43	Granite	Achness (Strath Naver supérieur).	Cuvette localisée empruntée par la rivière.	- 70	9		0,416	grenue	80	I=2,2	**36,8**		**28,7**	**28,3**	**6,2**		
44	Gneiss psammitique.	Leathad Fiag (L. shin)	Large vallée.	- 120	6	0	0,255	granobl.	hétérog.		70	5	5				
45	Gneiss à hornblende et biotite.	Strath Tirry.	Dépression évasée.	- 20	10	0	0,841	granobl.	moyen.	forte	30		+	15	25	25	Sphène très abondant
46	Granite.	Meall Moraig, N. du L. Migdale.	Lourde croupe se détachant sur les plateaux.	+ 180	5	0	0,915	grenue	66	I=2,5	**34,2**	**5,9**	**19,4**	**40,3**	**0,2**		
47	Granite.	Migdale Rock.	Piton de bordure dominant une vallée surcreusée dans le gneiss.	+ 80	3	0	0,395	grenue cataclast.	42	I=1,9*	**24,6**	**0,3**	**31,75**	**40,85**	**2,5**		
48	Granito-gneiss	The Ord, Lairg.	Petite colline rocheuse.	+ 20			0,371	granobl.	moyen		80		15	+			
49	Granite.	L. Dola, bord nord-est (cuvette de Langwell).	Cuvette d'érosion différentielle.	- 20	3-4		0,548	grenue cataclistique	54	I=2,6*	**17,7**		**10,2**	**55,9**	**10,9**	**5,5**	Sphène abondant.
50	Granite.	Muie.	Colline de bordure de la cuvette précédente.	+ 30	4		0,861	grenue	35	I=3,25*	**28,4**		**8,3**	**52,6**	**10,7**		
					IV - MAINLAND MERIDIONAL												
51	Gneiss à hornblende.	Scardroy.	Seuil dans une zone localement déprimée.	- 110			0,161	granonématobl.	grossier		30			15	+	50	Sphène abondant.
52	Amphibolite.	Loch Beannacharain.	Id. domine un peu le précédent.	- 100			0,410	nématobl.	moyen		+			+		90	
53	Gneiss psammitique.	Meall a'Chaoruinn.	Croupe arrondie, terminaison du massif montagneux.	+ 450		0	0,953	granobl.	fin	moy. forte	90		+	+	+		Texture engrenée.
54	Gneiss en dalles	Allt Duchairidh.	Vallée au pied du précéd.	- 80		0,14	0,257	granolépidobl.	fin		75	8	+	+	8		
55	Gneiss à 2 micas.	B. Dearg.	Montagne élevée, sommet calme.	+ 800		0,47	0,366	granobl.	fin		80	12			8		
56	Micaschiste.	B. Wyvis	Massif élevé, sommet très plat.	+ 750		0	0,353	granolépidobl.	fin		80	15		+	5		Grenats.
57	Gneiss oeillé.	Carn an Liath bhaid.	Bordure d'un plateau d'érosion.	+ 230		0	0,310	granobl.	110	I=2,8	**58,5**		**28,5**	**4,5**	**8,5**		
58	Gneiss oeillé.	Garbhan Mòr.	Ensellement doux dans le plateau précédent.	+ 130		0	0,397	granobl.	60	forte	**30**		**57**	**4**	**9**		
59	Cornéenne.	Carn an Liath bhaid.	Bourrelet de bordure d'un plateau d'érosion.	+ 230		0	0,300	grenue	très fin		50	+		+	45		Grenats, texture très homogène.
60	Granite.	Wester Fearn Burn.	Portion de versant évasé localement en creux.	0		0	0,473	grenue	60	forte	**14,5**		**40,5**	**39,5**	**5,4**		
61	Gneiss oeillé.	NW Inchbae Lodge.	Cuvette d'érosion différentielle.	+ 40	4 à 7	0	0,277	granobl.	114	I=3,8	**58,5**		**33**	**4,5**	**2,2**	**1,7**	
62	Gneiss à hornblende.	Glen Moriston.	Cuvette d'érosion différentielle.	+ 120 à -100	forte		0,241	nématobl.	fin	très faible	20			+		70	
63	Granite.	Cluanie.	Cuvette d'érosion différentielle.	0	6	0	0,409	grenue.	43	I=2,5*	**27**		**6**	**65**	**0,5**	**1,5**	

	Nature pétrographique	Localisation	Situation topographique	Altitude relative au niv. pliocène (m)	Caractères physiques						Composition minéralogique (%)						Observations
					densité des diaclases (médiane/m)	% pertes gel/dégel	Porosité ouverte (%)	Texture	Grain ou indice de Chayes	Microfissuration quartz (%) ou I = 1/l	Quartz	Muscovite	Orthoclases	Plagioclases	Biotite	Amphiboles, Pyroxènes	
64	Gneiss à muscovite.	Càrn Ghluasaid	Bordure montagneuse domine la précédente.	+ 460	4	0	0,486	granobl.	moyen	forte	40	50	+		+		
65	Granite.	Versant NE, B. Loinne.	Couronne en saillie, bordure sud de l'intrusion.	+ 120	2		0,617	grenue	50	forte	25		14	56	0,5	4,5	Par endroits, grain fin et feuilletage.
66	Gneiss broyé.	Erchless Burn.	Vallée de ligne de faille.	- 130		13,8	3,109	catacl.	fin	forte	50	+	20	10	10		Grenat abondant.
67	Granite (adamellite).	Druim Sgùrr nan Cabar.	Elément de plateau d'érosion un peu dégradé.	+ 200	forte	0	0,469	grenue	103	forte	24,8		31,7	37,3	6,1		Association graphique quartz/feldspaths
68	Syénite à quartz	Cnoc Fhionn (Glenelg)	Bordure de cuvette d'érosion différentielle.	- 100		0	0,382	grenue	124	moy. faible	5,6		44,8	21,1	6,7	21,8	Sphène abondant.
69	Tonalite.	Sron Mhor (Glenelg).	Croupe de bordure de cuvette. Domine un peu le précédent.	+ 50	forte	0	0,233	grenue	91	faible	12,7		9	42,2	36,1		
70	Granite.	Lochan Doire a' Bhragaidh (Kingairloch).	Nivelé conjointement avec le gneiss en bordure du grand Glen.	- 20		4,1	0,757	grenue catacl.	86	25 %	48	1,7	33,7	16,3	0,3		
71	Granite.	Rudha Dearg (Loch Linnhe).	Eperon bas, le long du grand Glen.	- 70		0	0,305	grenue catacl.	74	30 %	30,9		6,7	60,1			Chlorite = 2,5 %.
72	Granite à biotite	B. Mheadoin (Morvern).	Position culminante par rapport au reste du batholite.	+ 460	moyen.	2,3	0,451	grenue	57	33 % I-2,3	28,9	+	19,3	43,6	8,2		
73	Tonalite.	Liddesdale (Morvern).	En creux versant du L. Sunart.	- 180			1,055	grenue	55	faible	10,4		1,5	49	15,3	23,8	Sphène abondant.
74	Granodiorite.	Liddesdale (Morvern).	Terminaison de l'auréole en creux.	- 170			0,425	grenue	68		13,7		25,8	45,1	5,9	9,4	Sphène abondant.
75	Granodiorite.	S.E. Liddesdale (Morvern).	Auréole en creux.	- 140	faible		0,649	grenue	41	I=1,9* 40 %	14		25	48	10	3	Sphène très abondant.
76	Granodiorite.	Gleann Geal (Morvern).	Auréole en creux.	- 110	faible		0,810	grenue	61	I=1,7* 67 %	24		15	52	6	3	
			V - REGIONS DE VOLCANISME TERTIAIRE														
77	Granite tertiaire.	B. Dearg Mhòr (Skye)	Sommet arrondi assez élevé.	+ 550	5		1,746	grenue	74	I=2,4*	31,7		66,1		2,2		Texture granophyrique.
78	"Marscoïte"	Marsco (Skye)	Sommet calme	+ 550		0	0,482	grenue	56	95 %	18,8		35,2	27,4	5,6	13,4	Phénocristaux d'orthose avec inclusions perthitiques.
79	Granite tertiaire.	Fiaclan Dearg (Skye)	Grands escarpements en colonnes.	+ 300			0,360	grenue	35	70 %	40,2		59,2		0,6		Texture granophyrique.
80	Granite tertiaire.	Srath na Creithe (Skye).	Fond de vallée, pentes évasées.	- 50			1,330	grenue	75	25 % I=2,5	28,9		62,7	2,2		6,1	
81	Granite tertiaire.	Glas B. Bheag (Skye).	En creux par rapport au calcaire.	+ 70		0,69	3,045	grenue	52	17 % I=1,8	33,8		57,5	3	5,6		Texture granophyrique.
82	Granite tertiaire.	Orval (Rhum)	Sommet arrondi et lourd domine les environs.	+ 470	9		1,529	grenue	70		35,6		45,7	12,3	3,7	2,5	Texture granophyrique.
83	Granite tertiaire.	NE d'Achnosnich (Ardnamurchan).	Cuvette évasée tourbeuse.	- 70	10		1,311	grenue	65		29		57,7	12,4		0,8	Texture granophyrique. Faciès de bordure.

	Nature pétrographique	Localisation	Situation topographique	Altitude relative au niv. pliocène (m)	Caractères physiques						Composition minéralogique (%)						Observations
					densité des diaclases (médiane/m)	% pertes gel/dégel	Porosité ouverte (%)	Texture	Grain ou indice de Chayes	Microfissuration quartz (%) où I = 1/D	Quartz	Muscovite	Orthoclases	Plagioclases	Biotite	Amphiboles, Pyroxènes	
84	Monzonite à quartz.	1 km SW Glendrian (Ardnamurchan).	Petite bosse rocheuse dans un creux.	+ 10	4		0,904	grenue	88		**14,3**		**35,5**	**36,5**	**10,9**	**2,7**	
85	Tonalite.	1 km ESE Achnaha (Ardnamurchan)	Cuvette, partie centrale plate rocheuse.	0	7		0,964	grenue	103		**17,9**		**30,9**	**43,2**	**4,4**	**3,5**	
86	Granite	Cnoc Mòr (Ross of Mull).	Palier, couronne déprimée	- 60		2,2	0,700	grenue	38	(I=2,7 (60 %	**17,8**		**31,4**	**39,7**	**11**		
87	Granite	B. a'Chaol-achaidh (Ross of Mull).	Bas plateau d'érosion régulier.	0		0,65	0,400	grenue	28	(50 % (I=2,3	**26,2**		**26,7**	**37,1**	**9**	**0,9**	
88	Granite tertiaire.	B. a'Ghraigh (Mull).	Selle évasée entre les bourrelets sommitaux de basalte.	+ 200	6-7		1,578	grenue	74		**35,4**		**63,1**	**1**	**0,5**		Texture granophyrique.
			VI - REGIONS BORDIERES DE LA MER DU NORD														
89	Granite	Creag Dhearg (Loch Ness).	Nivelé avec le gneiss. Abrupts le long du Grand Glen.		20		0,292	catacl. grenue	74		**28,3**		**24,2**	**47,5**	+		
90	Granite	Torrish (Strath of Kildonan).	Alvéole marginale.	- 10	3		0,615	grenue	25	assez forte	**8,6**		**54,5**	**30,2**	**6,7**		Gros cristaux de sphène.
91	Granite	E. de Kilphedir (Strath of Kildonan).	Plateau d'érosion domine le précédent.	+ 130			0,480	grenue	60	I=3,7	**33,8**		**4,8**	**60**	**1,4**		
92	Granite	Creag Thoraraidh (Helmsdale).	Plateau d'érosion domine les environs.	+ 230	5	0	1,172	grenue	95	I=2,5	**32**		**25,8**	**39,7**	**2,4**		
93	Granite	B. Mhealaich	Relief résiduel au-dessus des plateaux précédents.	+ 400		-1,4	1,065	grenue catacl.	53	I=3,1	**26,4**		**29,6**	**42,3**	**1,5**		
94	Granite	S. d'A'Chrasg (Ht Glen Loth).	Elément de couronne déprimée.	+ 100			1,567	grenue	32	I=3,4	**22,5**	**0,5**	**47,7**	**29,2**	**0,1**		Texture pegmatitique.
95	Granito-gneiss	Stromness Harbour (Orcades).	Bordure de vallée ennoyée en contrebas des conglomérats.	- 15	4		0,284	grenue	65		**43,9**		**27,4**	**28,1**	**0,5**		Texture myrmékitique.

(1) Les échantillons sont classés dans l'ordre où ils sont décrits au cours de l'analyse régionale, les grandes divisions matérialisées par des traits horizontaux forts correspondant aux différents chapitres.

Dans les pourcentages des divers groupes de minéraux, les nombres en caractères gras expriment les moyennes de plusieurs analyses effectuées au compteur de points, par les soins du C.R.P.G. de Nancy. Les autres nombres ne traduisent que de simples évaluations sur plaques minces. Une croix (+) signifie : présence non chiffrée.

La microfissuration des quartz est exprimée de deux manières : 1) par la proportion des cristaux de quartz fissurés soit en pourcentage, soit approximativement ; 2) par un indice de microfissuration : I = 1/D, où l représente la longueur cumulée des fissures, D le diamètre des cristaux.

: moyenne de plusieurs plaques minces.

LEXIQUE DE QUELQUES TERMES GAËLIQUES OU * SCANDINAVES UTILISÉS SUR LES CARTES TOPOGRAPHIQUES

(Les formes corrompues sont entre parenthèses)

A

abar (aber) : confluence
abhainn (amhuinn) : rivière.
achadh (auch) : champ.
ail, aileach : endroit rocheux
àilean : prairie.
àirigh (airidh) : habitation de transhumance.
aith : isthme.
àlainn : beau.
allt (alt, ault) : ruisseau, cours d'eau.
aoineadh : accumulation de blocs, moraine.
aonach : endroit tourbeux.
àrd, àird : promontoire, hauteur.
ay, a : île.
ayre : cordon de débris.

B

bàgh : baie.
bàn : beau, blanc.
bàrr (bar) : sommet.
beag (beg) : petit.
bealach : col
beinn (ben) : montagne.
bidean, spidean : pinacle, sommet aigu.
bràighe (brae) : partie supérieure.
breac : tacheté, truite.
breck : pente
brett : raide.
brochan : réduit en morceaux
bruach : rive, bordure.
bruthach : escarpement.
buidhe, (buie) : jaune.
bun, bonn : enbouchure (de rivière).

C

camas : détroit, baie.
caol, caolas (kyle) : estuaire, détroit.
càrn (cairn) : colline rocheuse.
cas : raide, escarpé.
ceann : pointe, promontoire.
cearcall : boucle, cercle.
cioch : mamelon.
clach : pierre.
clais : vallon étroit.
cleit, clett : roche basse, aiguille marine, falaise.
cluain : prairie.
cnap : petite colline, tertre, monticule.
cnoc (knock) : colline arrondie.
coille, coill : forêt, bois.
còinneach : mousse, marais.
coire (corry) : cirque.
corran : terminaison basse d'une pointe.
crann : arbre.
crasg (crask) : croisement.
creag (craig) escarpement rocheux, falaise.
cruach : sommet pointu, aiguille.
cumhann : détroit.

D

dearg (derg) : rouge.
deas : sud.
diollaid, diallaid : col en forme de selle.
dobhar : eau.
doire : bosquet.
dòirlinn : isthme bas.
donn : brun.
drochaid : pont.

*

druim (drum) : croupe, échine, crête.
dubh : noir.

E

eag : encoche.
ear : est.
eas : cascade.
eileach : ruisseau de jonction entre deux lacs.
eilean(elan, ellan) : île.
*eio (aoidh, uidh) : isthme.
*ey : île.

F

fada : long.
fàn : pente douce et unie.
faoilinn : plage.
fasgadh : abri.
feadan : creux ou vallon étroit.
feith : tourbière, rigole.
feur : herbe.
fionn : blanc, beau.
*fors : cascade.
fraoch : bruyère.
fuaran : puits, source.

G

gaineamh : sable.
garbh (garve) : rude, rugueux.
geal : blanc.
geo, geodha : crique étroite, gorge, crevasse.
giubhas : pin.
glac (glack) : creux, trou.
gleann (glen) : vallée étroite.
gob : pointe, éperon.
gobhlach : fourchu.
gorm : vert, bleu.
grian : soleil.
guala, gualainn : épaulement.

H

hamar : escarpement.
*har : élevé.
*hòlmr : petite île.
*hòp (òb) : baie.

I

iar : ouest.
inbhir (inver) : confluence, embouchure.
inis (inch) : île, pré.
iochdar : partie inférieure.
iosal : bas.

K

kame : crête.
*klettr : rocher.

L

lag; lagan (laggan) :trou; petit trou.
làirig : passage.
leac : dalle, pierre plate.
leathad : pente.
leathan, leathann : large.
*leir : argile, boue.
leitir : versant, pente.
liath : gris, bleu.
linn, linne (lynn) : étang.
loch; lochan : lac; petit lac.
lòn : marais, étang, rigole.
losg : terre brulée.

M

machair : grande plage plate.
màm : colline ou montagne arrondie; col.
maol : sommet dénudé.
meadhon : milieu.
meall : colline arrondie.
meur : branche, doigt : ruisseau branchu.
mòine : tourbe.
monadh : montagne, lande, colline.
mòr (more) : grand.
muir : mer.
mullach : sommet.

N

*nes (ness) : promontoire, cap.

O

òb : voir *hòp.
obar : voir abar.
odhar : brun foncé.
oitir : rive sableuse.
òrd : colline arrondie.
*òs (ois) : embouchure de rivière, ruisselet.
oyce : lac de barrage.

P

pait : bosse, topographie pierreuse en escalier.
ploc (plock) : large promontoire arrondi.
poll (pol) : étang; boue.

R

raineach : fougère.
reidh : uni, plan, plat.
riabhach (rioch) : tacheté, gris.
rinn, roinn :promontoire, pointe, cap.
ros (ross) : promontoire; bois.
*röst (roost) : fort courant, tourbillon.
ruadh : rouge, brun.
rubha (rudha) :cap, promontoire.

S

sàil : éperon.
sàl, sàil : mer.
sgoilt : fendu.
sgòrr (sgor) : sommet rocheux et pointu.
*sker (skeir, sgeir) : écueil.
*slakki (slack) : vallon évasé.
sleac : pierres plates.
*slètta (sleat) : plaine.
sliabh : versant.
sloc (slochd) : creux.
sneachda : neige.
socach, socaich : presqu'île basse de confluence de cours d'eau.
srath (strath) : vallée.
sròn (strone) : pointe.
*stakkr (stac, stack) : colline à flancs raides.
*steinn (sten, stain) : pierre.
*storr (stour) : grand.
sùil : œil.

T

tairbeart (tarbert, tarbet, tarbat) : croisement, isthme.
tarsuinn : à travers, transversal.
tobar, tiobar : source.
toll : creux.
tòrr (tor) (1) : colline, tas.
tràigh : plage sableuse.
tuath : nord.
tulach : butte, monticule.
*tunga (tongue) : flèche sableuse.

U

uachdar : sommet.
uaine : vert.
uamh : grotte.
uisge : eau.

V

*vágr (wall, way) : baie.
*vik (wick, bhig, vig, ùig) : baie, crique.
*voe : baie étroite, crique.
*vrá (wra, wray) : cap.

(1) Tòrr n'est pas gaëlique mais cornique. Il existe en breton, mais signifie le *flanc* (observation de M. A. Guilcher).

BIBLIOGRAPHIE

I. — *Documents consultés*

1. — Cartes topographiques (Ordnance Survey of Great Britain).
   — « *Quarter-Inch* » *Map* (1/253 440e), 4e édition.
   Feuilles nº 4, 5, 6, 7, 8 et 9.
   — « *One-Inch* » *Map* (1/63 360e)
   Feuilles nº 1 à 28, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 41, 42, 46, 47, 52, 53, 54, 59 et 60.
   — « *One-Inch* » *Map,* Seventh Series.
   Feuilles nº 13, 14, 15, 19, 20, 25, 26, 28, 30, 34, 45, 51 et 59.
   — *Carte au 1/25000e*
   Feuilles nº 28/54, 28/55, 28/56,
   28/64, 28/65, 28/66,
   28/75, 28/76, 28/77, 28/78, 28/79,
   28/87, 28/88,
   28/98,
   29/80, 29/90,
   39/12, 39/13, 39/23.
   — *Cartes au 1/10 560e*
   Feuille NC 34 NW.

2. — Cartes marines (Service Hydrographique du Ministère de la Marine).
   cartes nº 3 112, 3 113, 3 661, 3 662, 3 669.

3. — Photos aériennes (R.A.F.).
   30 secteurs de couverture à l'échelle 6 inches/1 mile;
   10 secteurs de couverture à l'échelle 2 1/2 inches/1 mile.

4. — Cartes géologiques (Geological Survey of Great Britain)
   — « *Ten-Mile* » *Map* (1/625 000e)
   Feuille nº1.
   — « *Quarter-Inch* » *Map* (1/253 440e)
   Feuilles nº 3, 5, 6, 9 et 13.
   — « *One-Inch* » *Map* (1/63 360e)
   Feuilles nº
   42 + 50, 43, 44, 45,
   51, 53, 70, 71,
   81, 82, 83, 84, 93,
   102, 103, Assynt District,
   108, 109, 110, 116
   117, 118, 119, 120, 121 et 122.

II. — *Articles et ouvrages*

[1] Ackerman (E.). — Büßersteine-Zeugen vorzeitlicher grundwasser Schwankungen. *Zeit für Geom.* 1962, pp. 148-182, 25 fig.

[2] Adams (C. G.). — A note on the age of the Laig gorge beds, Eigg. *Geol. Mag.* 1960, 97, pp. 322-325, 1 fig.

[3] Aftab Khan (M.). — The remanent magnetization of the basic tertiary igneous rocks of Skye, Inverness-shire. *Geophysic Journ. Roy. Astron. soc.* 1960, **3**, pp. 45-62.

[4] Alexandre (J.). — Le modelé quaternaire de l'Ardenne Centrale. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 1958, **81**, pp. M. 213-331, 41 fig., 2 cartes h. t.

[5] Alexandre (J.). — La restitution des surfaces d'aplanissement tertiaire de l'Ardenne centrale et ses enseignements. *Ann. Soc. Géol. Belg.* 1957-58, **81**, pp. M. 333-423, 13 fig.

[6] Anderson (E.-M.). — Cone-sheets and ring-dykes : the dynamical explanation. *Bull volc. Napoli*, 1937, pp. 37-40, 1 fig.

[7] Anderson (E.-M.). — *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain.* Oliver and Boyd, Lond. Edimb., 2e éd., 1951, 206 p., 39 fig.

[8] Anderson (E.-M.). — Lineation and its relation to subcrustal convection currents. *Geol. Mag.*, **89**, 1952, pp. 113-123, 4 fig., 1 h. t.

[9] Anderson (J. G. C.). — *The granites of Scotland.* Mem. Geol. Surv. Scot., 1939, 70 p., 9 fig. 4 h. t.

[10] Anderson (J. G. C.). — Stratigraphical nomenclature of scottish metamorphic rocks. *Geol. Mag.*, 1948, **85**, p. 89-96.

[11] Anderson (J. G. C.). — The stratigraphical succession and correlation of the late Precambrian and Cambrian of Scotland and Ireland. *Congr. Geol. Intern. Alger*, 1952, sect. **I**, fasc. 1, pp. 9-19, 1 fig.

[12] Anderson (W.). — Possible late-glacial sea levels at 190 and 140 f. O. D. in the British Isles. *Geol. Mag.*, 1939, 76, pp. 317-321.

[13] Auden (J. B.). — Drainage and fracture patterns in N. W. Scotland. *Geol. Mag.*, 1954, **91**, pp. 337-351, 1 fig., 1 h. t.

[14] Baden-Powell (D. F. W.). — On the glacial and interglacial marine beds of northern Lewis. *Geol. Mag.*, 1938, **75**, pp. 395-408, 3 fig.

[15] Baden Powell (D. F.W.). — The correlation of the pliocene and pleistocene Marine Beds of Britain and the Mediterranean. *Proc. geol. Ass.*, 1956, **66**, pp. 271-292, 1 fig.

[16] Bailey (E. B.). — The Sgurr of Eigg. *Geol. Mag.*, 1914, **51**, pp. 296-308, 3 fig., 2 h. t.

[17] Bailey (E. B.). — The Desert shores of the Chalk Seas. *Geol. Mag.*, 1924, **61**, pp. 102-116, 2 h. t.

[18] Bailey (E. B.). — The interpretation of scottish scenery. *Scot. Geogr. Mag.*, 1934, **50**, pp. 308-330, 3 h. t.

[19] Bailey (E. B.). — The Glencoul Nappe and the Assynt culmination. *Geol. Mag.*, 1935, **72**, pp. 151-165, 3 fig.

[20] Bailey (E. B.) — Caledonian tectonics and metamorphism in Skye. *Bull. Geol. Surv. Gr. Brit.*, 1939, **2**, pp. 46-62, 4 fig.

[21] Bailey (E. B.). — Tertiary igneous rocks of Rhum (Inner Hebrides). *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1944, **100**, pp. 165-191, 2 h. t.

[22] Bailey (E. B.). — Scourie Dykes and Laxfordian Metamorphism. *Geol. Mag.*, **88**, 1951, pp. 153-165.

[23] Bailey (E. B.). — So-called amygdaloïdal Gabbro, Skye. *Geol. Mag.*, 1952, **89**, pp. 369-375.

[24] Bailey (E. B.). — Relations of Torridonian to Durness Limestone in the Broadford-Strollamus district of Skye. *Geol. Mag.*, 1954, **91**, p. 73-78, 3 fig.

[25] Bailey (E. B.). — Contact of tertiary lavas with Torridonian near Broadford, Skye. *Geol. Mag.*, 1954, **91**, pp. 105-115, 1 fig.

[26] Bailey (E. B.). — Moine Tectonics and metamorphism in Skye. *Trans. Edimb. Geol. Soc.*, 1955, **16**, 2, pp. 93-166, 9 fig., 1 h. t.

[27] Bailey (E. B.). — Hebridean notes : Rhum and Skye. *Liverp. and Manch. Geol. journ.*, 1956, **1**, pp. 420-426, 1 fig.

[28] Bailey (E. B.), Anderson (E. M.) *et al.* — *The Geology of Staffa, Iona and Western Mull.* Mem. Geol. Surv. Scot., 1925, 107 p., 11 fig., 1 h. t.

[29] Bailey (E. B.), Clough (C. T.), Wright (W. B.) *et al.* — *The tertiary and post-tertiary geology of Mull Loch Aline and Oban.* Mem. Geol. Surv. Scot., 1924, 445 p., 66 fig., 6 h. t.

[30] Bakker (J. P.). — Some observations... about granite weathering and slope development in different climates changes. Contr. Int. morpho. versants. *Zeit. für Geom.*, suppl. Band I, 1960, pp. 69-92, 9 fig.

[31] Ball (D. F.). — Deep weathering profile on the island of Rhum, Inverness-shire. *Scot. Geogr. Mag.*, 1964, **80**, pp. 22-27.

[32] Barth (T. F. W.). — *Volcanic Geology, hot springs and geysers of Iceland.* Washington, 1950, 68 fig., 174 p., 31 h. t.

[33] Baulig (H.). — Surfaces d'aplanissement. *Ann. de Géogr.*, 1952, pp. 161-183.
[33 *bis*] Baulig (H.). — *Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie.* Publ. Fac. Lettres, Strasbourg, Paris, 1956, 230 p.
[34]Belasco (J. E.). — Freezing days in Great Britain. *The Meteor Mag.*, 1951, **80**, pp. 213-224, 2 fig.
[35] Bellair (P.). — L'éruption du Kilauea (Hawaï) de nov. 1959 et janv.-février 1960. *C. R. Som. soc. Géol. Fr.*, 1960, **4**, p. 79-80.
[36] Berthois (L.). — *Techniques de l'analyse granulométrique.* Paris, C.D.U., 1959, 64 p., 19 fig.
[37] Bertrand (M.). — Les montagnes de l'Ecosse. *Rev. génér. sc. pures et appliquées*, 1892, **23**, pp. 1-27.
[38] Biays (P.). — Introduction à la morphologie du Sud-Ouest de l'Islande. *Ann. Litt. de l'Univ. de Besançon*, 1956, n° **13**, 106 p., 22 fig., 23 photos h. t.
[39] Biays (P.). — Quelques travaux et documents concernant le bouclier canadien. *Norois*, 1960, pp. 13-31, 6 fig., 2 h. t.
[40] Bilham (E. G.). — *The Climate of the British Isles.* 348 p., Londres, 1938, Macmillan.
[41] Billings (M. P.), Chapman (C. A.) *et al.* — Geology of the Mt Washington quadrangle, New Hampshire. *Bull. Geol. Soc. America*, 1946, **57**, pp. 261-274, 1 h. t.
[42] Birot (P.). — Note sur le problème de la désintégration des roches cristallines. *Rev. Géom. Dyn.*, 1950, **6**, pp. 271-276.
[43] Birot (P.). — Sur les reliefs granitiques en climat sec. *Bull. ass. géogr. Fr.*, 1951, pp. 138-141.
[44] Birot (P.). — Sur la désintégration granulaire des roches cristallines. *C. R. Acad. Sc.*, 1951, pp. 1305-1307, **233**.
[45] Birot (P.). — Désagrégation des roches cristallines sous l'action des sels. *C. R. Acad. Sc.*, 1954, **238**, 8 mars 1954, pp. 1145-1146.
[46] Birot (P.). — L'origine des reliefs résiduels sur les socles cristallins. *XVIII^e Congrès Intern. Geogr. Rio*, 1956, pp. 22-23 (Résumé).
[47] Birot (P.). — *Les dômes cristallins. Mém. et doc. C.N.R.S.*, **6**, pp. 7-33, 6 fig., 4 h. t.
[48] Birot (P.). — *Morphologie structurale*, Paris, P.U.F., 1958, 2 tomes, 464 p., 100 fig., 4 h. t.
[49] Birot (P.). — *Le cycle d'érosion sous les différents climats.* Rio de Janeiro, 1960, 137 p., 20 fig.
[50] Birot (P.). — *Contribution à l'étude de la désagrégation des roches.* Paris, C.D.U., 1962, 17 fig.
[51] Blache (J.). — Les résultats de l'érosion glaciaire. *Méditerranée*, 1960, **1**, pp. 5-31, fig.
[52] Black (G. P.). — The age relationship of the granophyre and basalt of Orval, Isle of Rhum. *Geol. Mag.*, 1952, **89**, pp. 106-112, 1 fig.
[53] Black (G. P.). — The tertiary volcanic succession of the Isle of Rhum, Inverness-shire. *Trans. Edinb. Geol. soc.*, 1952, **15**, pp. 39-51, 1 fig.
[54] Black (G. P.). — The acid rocks of Western Rhum. *Geol. Mag.*, 1954, **91**, pp. 257-272, 2 fig.
[55] Black (G. P.). — The junction between jurassic sandstones and tertiary granophyre near Dunan, Skye. A re-interpretation. *Trans. Edinb. Geol. Soc.* 1954-56, **16** pp. 217-222.
[56] Black (G. P.), Welsh (W.). — The Torridonian succession of the Isle of Rhum. *Geol. Mag.*, 1961, **98**, pp. 265-276, 3 fig.
[57] Blackburn (K. B.). — On a peat from the Island of Barra. Data for the study of post glacial History. *New Phyt.*, 1946, **45**, p. 44-49, 2 fig.
[58] Blundell (D. J.), Read (H. H.). — Paleomagnetism of the younger gabbros of Aberdeen-shire and its bearing on their deformation. *Proc. Geol. Ass.* 1958-59, **69**, pp. 191-204, 3 fig.
[59] Boué (A.). — *Essai géologique sur l'Ecosse.* Paris, 1820, 8 vol.
[60] Bouillet (G.) et Lutaud (L.). — Contribution à l'étude paléogéographique de la période permienne dans la Provence cristalline. *Bull. soc. géol. Fr.*, 1958, pp. 447-462.
[61] Bout (P.), Derruau (M.), Fel (A.). — Utilisation des cônes et des coulées volcaniques du Massif central pour évaluer le recul des versants cristallins. *Zeit. für Geom.*, 1960, n° spécial contr. intern. versants, pp. 133-139, 3 fig.
[62] Bower (M.). — The erosion of blanket peat in the southern Pennines. *The East Midland Geogr.*, 1960, **13**, pp. 22-33, 5 fig., 4 h. t.
[63] Bower (M.). — The cause of erosion in blanket peat bogs. *Scot. Geogr. Mag.*, 1962, **78**, pp. 33-43.
[64] Bowes (D. R.). — A bog-burst in the Isle of Lewis. *Scot. Geogr. Mag.*, 1960, **76**, pp. 21-23, 2 fig., 2 h. t.
[65] Boyd (A. J.). — The evolution of the drainage of the Fionn Loch Area, Sutherland. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1956, **16**, pp. 229-247, 8 fig., 1 h. t.
[66] Bremner (A.). — Further problems in the glacial geology of NE Scotland. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1928, **12**, pp. 147-164, 4 fig.
[67] Bremner (A.). — The glaciation of Moray and ice movements in the N of Scotland. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1934, **13**, pp. 17-56, 3 fig., 1 h. t.

[68] Bremner (A.). — Meltwater drainage channels and other glacial phenomena of the Highland Border belt from Cortachy to the Bervie Water. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, **1**, 1934, **13**, pp. 174-175.

[69] Bremner (A.). — The origin of the Scottish river system. *Scot. Geogr. Mag.*, 1942, **58**, pp. 15-20, 54-59, 99, 103, 5 fig.

[70] Brochu (M.). — Lacs d'érosion différentielle glaciaire sur le bouclier canadien. *Rev. Géom. Dyn.*, 1954, **6**, pp. 274-279, 2 fig.

[71] Brochu (M.). — Genèse des moraines des boucliers cristallins (exemple du bouclier canadien). *Zeit. für Geom.*, 1959, pp. 105-113.

[72] Brochu (M.). — Composition pétrographique et origine géographique des dépôts glaciaires de la partie est des Monts N.-D. dans les Appalaches. *Zeit. für Geom.*, 1959, p. 237.

[73] Brochu (M.). — Nouveaux indices de la genèse de type tropical humide des moraines des boucliers cristallins. *Zeit für Geom.*, 1962, pp. 93-99.

[74] Brown (E. H.). — *The relief and drainage of Wales.* Cardiff, 1960, 186 p., 47 fig., 24 h. t.

[75] Brown E. H.). — The building of Southern Britain. *Zeit für Geom.*, 1960, pp. 264-274, 5 fig.

[76] Buchan (A.), Omond (R. T.). — The Ben Nevis Observations (1888-1904). 4 vol. *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, 1902, **42**, 552 p., 1905, **43**, 565 p., 1910, **44**, 715 p. (I et II).

[77] Büdel (J.). — Grundzüge der Klimamorphologischen Entwicklung Frankens. *Beiträge zur Geographie Frankens. Würzb. Geogr. Arb.*, 1957, pp. 5-46, 6 fig.

[78] Bull (A.J .). — Pleistocene chronology. *Proc. Geol. Ass.*, 1942, **53**, pp. 1-45, 1 h. t.

[79] Cailleux (A.). — Les actions éoliennes périglaciaires dans les Iles Britanniques. *C.ᵉR. som. Soc. Géol. Fr.*, 1936, pp. 200-202.

[80] Cailleux (A.). — L'indice d'émoussé : définitions et première application. *C. R. som. Soc. Géol. Fr.*, 1947, pp. 250-252.

[81] Cailleux (A.). — Etude quantitative des failles. *Rev. géom. Dyn.*, 1958, pp. 129-145, 14 fig.

[82] Cailleux (A.), *et al.* — Observations et études à l'Itatiaia (8 articles). *Zeit für Geom.*, 1957, **3**, pp. 277-312.

[83] Cailleux (A.), Tricart (J.). — *Initiation à l'étude des sables et des galets.* Paris, C.D.U., 1959, 3 vol. : 376 + 194 + 201, p. , 72 fig.

[84] Caird (J. B.). — The Isle of Harris. *Scot. Geogr. Mag.*, 1951, **67**, pp. 85-100, 3 fig., 2 h. t.

[85] Campbell (R.). — On the occurence of shelly boulder-clay and interglacial deposits in Kincardine-shire. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1934, **13**, pp. 176-183, 1 fig., 1 h. t.

[86] Champion (D. L.). — The frequency and duration of snowfall in Great Britain. *Weather*, 1947, **2**, pp. 99-101, 1 fig.

[87] Champion (D. L.). — Hebridean snowfall. *Weather*, 1949, **4**, pp. 27-29, 2 fig.

[88] Champion (D. L.). — Summer snows around Ben Nevis. *Weather* 1952, **7**, pp. 180-184, 5 fig., 2 h. t.

[89] Chapman (C. A.). Control of jointing by topography. *Journ. Geol.*, 1958, **66**, pp. 552-558, 4 fig.

[90] Charlesworth (J. K.). — The late-glacial history of the Highlands and Islands of Scotland. *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, 1954-55, **62**, pp. 769-928, 23 fig., 1 h. t.

[91] Charlesworth (J. K.). — *The Quaterny era, with special reference to its glaciation.* Londres, 1957, 2 vol., 1 700 p.

[92] Chesnay (R.F.). — Early Tertiary Fold Movements in Mull. *Geol. Mag.*, 1962, **99**, pp. 227-232, 3 fig.

[93] Choubert (G.). — Note dans une discussion concernant la communication de J. Stubblefield. Colloque *intern. C.N.R.S. de 1957*, p. 63.

[94] Clifford (P.). — The Geological structure of the Loch Luichart area, Ross-shire. *Quart. Journ. Geol. Soc.* 1959, 115, pp. 365-388, 12 fig., 2 h. t.

[95] Clifford (T. N.). — The stratigraphy and structure of part of the Kintail District of Southern Ross-Shire : its relation to the Northern Highlands. *Quart. journ. Geol. Soc.*, 1957, 113, pp. 57-92, 7 fig., 2 h. t.

[96] Clifford (T. N.). — A note on kyanite in the Moine Series of Southern Ross-shire and a review of related rocks in the Northern Highlands of Scotland. *Geol. Mag.*, 1958, **95**, p. 333.

[97] Cloos (H.). — Hebung-Spaltung-Vulkanismus. Elemente einer geometrischen Analyse irdischer Grossformen. *Geol Rundschau*, 1939, **30**, pp. 401-527, pp. 637-640, 60 + 3 fig., 6 h. t.

[98] Clough (C. T.), Harker (A.). — *The Geology of West Central Skye with Soay* (Sheet 70). Mem. Geol. surv. Scot., 1904, 59 p., 10 fig.

[99] Cokburn (A. M.). — The Geology of St Kilda. *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, 58, 1934-1935, pp. 511-547, 5 h. t.

[100] Collet (L. W.). — Les lacs d'Ecosse. *Arch. Sc. Phys. et Nat. Genève*, 1908, **25**, pp. 496-498.

[101] Collet (L. W.). — The lakes of Scotland and of Switzerland. *Geogr. Journ.*, 1926, pp. 193-213, 15 fig. et photos.

[102] Collier (D.). — Contribution à l'étude de l'altération des granites et de l'évolution des sols sur les plateaux granitiques de l'Auvergne. *Bull. Ass. Et. sols.*, 1951, **23**, pp. 1-2.

[103] Collier (D.). — Mise au point sur les processus de l'altération des granites en pays tempéré. *Ann. Agron.* 1961, **12**, pp. 273-331.
[104] Corbel (J.). — Les phénomènes karstiques dans la région de Cork. *Norois,* I nº 2, Av. Juin 1954, pp. 129-140, 7 fig., 4 photos.
[105] Corbel (J.). — *Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe.* Thèse, Lyon, Mém. Et. Rhod., 1957, 541 p., 163 fig., C h. t.
[106] Corbel (J.) — Aspects régionaux de l'inlandsis groënlandais. *Norois.,* 1958, **5**, pp. 241-266, fig.
[107] Corbel (J.). — Le soulèvement des terres autour de la Mer de Barents. *Rev. Géogr. Lyon,* 1960, 35, 3, pp. 253-274, 10 fig., 6 h. t.
[108] Corbel (J.). — Les sols polygonaux au Spitzberg. *Rev. Géogr. Lyon.,* 1960, 35, 3, pp. 347-48, 1 carte, 1 h. t.
[109] Corbel (J.). — *Neiges et glaciers.* A. Colin, Paris, 1962, 14 fig., 224 p.
[110] Cotton (C. A.). — Atlantic gulfs, estuaries and cliffs. *Geol. Mag.,* 1951, **88**, pp. 113-128, 6 fig.
[111] Cotton (C. A.). — Alternating pleistocene morphogenetic systems. *Geol. Mag.,* 1958, 95, pp. 125-136, 1 h. t.
[112] Crampton (C. B.), Carruthers (R. G.) *et al.* — *The Geology of Caithness.* Mem. Geol. Surv. Scot., 1914, 194 p., 30 fig., 7 h. t.
[113] Cunningham Craig (E. H.), Bailey (E. B.), Wright (W. B.). — *The Geology of Colonsay and Oronsay with part of the Ross of Mull.* Mem. Geol. Surv. Scot., 1911, 109 p., 21 fig., 6 h. t.
[114] Dahl (E.). — Biogeographic and geologic indications of unglaciated areas in Scandinavia during the glacial ages. *Bull. Geol. Soc. Amer.,* 1955, **66**, pp. 1499-1519, 4 fig.
[115] Dauvillier (A.). — Traces glaciaires sous-marines et estuaires fossiles immergés. *Zeit für Geom.,* 1960, **3-4**, pp. 243-245.
[116] Davidson (C. F.). — The tertiary geology of Raasay, Inner Hebrides. *Trans. Roy. Soc. Edinb.,* **58**, 2, 1934-35 pp. 375-407, 5 fig., 3 h. t.
[117] Davies (G. L.). — The parish of North-Uist. — *Scot. Geogr. Mag.,* 1956, 72, pp. 65-80, 4 fig.
[118] Dearnley (R.). — An outline of the complex of the Outer Hebrides in relation to that of the Scottish Mainland. — *Quart. Journ. Geol. Soc.,* 1962, **118**, pp. 143-166, 3 fig., 3 h. t.
[119] Dearnley (R.). — The Lewisian complex of South Harris. *Quart. Journ. Geol. Soc.,* 1963, **110**, pp. 243-312, 11 fig., 3 pl. h. t., 2 cartes h. t.
[120] Dejou (J.). — *Etude comparative des phénomènes d'altération sur granite porphyroïde de Lormes et sur anatexites à cordiérite du Morvan-nord et les sols qui en dérivent.* Thèse Sc. Clermont 1958, 173 p. dactyl.
[121] de la Roche (H.), Godard (A.), Marchal (P.). — Une méthode simple d'étude de la porosité des roches cristallines. *Rev. Géogr. Est,* **1**, 1961, pp. 223-233, 3 fig.
[121 bis] Demangeon (A.). — *Les Iles Britanniques.* Paris, A. Colin, 1927, 320 p.; notamment pp. 117-122.
[122] Derruau (M.). — *Les caractères différentiels des roches du socle dans l'Ouest et le SW du Massif Central français.* Publ. Fac. Lettres Univ. Clermont, nº 6, 1952, 51 p., 3 fig., 1 h. t.
[123] Derruau (M.). — *Précis de Géomorphologie,* 1956, Paris, Masson, 393 p., 164 fig., 50 h. t.
[124] Derruau (M.), — Quel était le climat du Massif central français pendant la 2e moitié de l'ère tertiaire ? *Revue d'Auvergne,* Tome 74, 1960, pp. 179-184.
[125] Dollar (A.T.J.). — The Inverness-shire earthquake of December 25, 1946. *Nature,* 1947, 159, pp. 648-650.
[126] Dollar (A.T.J.). — Catalogue of Scottish earthquakes, 1916-1949. *Trans. Geol. Soc. Glasgow,* 21, 2, 1949-50, pp. 283-361, 4 fig.
[127] Donner (J.J.). — The Geology and vegetation of late-glacial retreat stages in Scotland. *Trans. Roy. Soc. Edimb.* 1956-58, **63**, II, pp. 221-264, 25 fig.
[128] Donner (J.J.). — The late and post-glacial raised beaches in Scotland. *Ann. Acad. Sc. Fenn.,* 1959, **53**, 5 fig. pp. 5-25.
[129] Drehwald (H.R.). — Zur Entstehung der Spillways in Nord-England und Süd- Schottland. *Kölner Geogr. Arb.,* 1955, **8**, 82 p. 24 h. t.
[130] Dresch (J.). — Pediments et glacis d'érosion, pediplains et inselbergs. *Inf. Géogr.* 1957, **21**, pp. 183-196, 5 fig.
[131] Drever (H.I.). — The Geology of Ardgour, Argyllshire. *Trans. Roy. Soc. Edinb.* 1940, 60, 1, pp. 141-170, 10 fig., 1 h. t.
[132] Duffaut (P.). — Sur la genèse des « boules » de certains granites. *C.R. som. Soc. Geol. Fr.,* 1957, 7-8, pp. 138-141.
[133] Dunham (K.C.). — Red coloration in desert formations of Permien and Triassic age in Britain. *C.R. Congrès Géol. Intern. Alger,* 1952, VII, p. 25-32.
[134] Durno (S.E.). — Pollen analysis of peat deposits in Scotland. *Scot. Geogr. Mag.,* 1956, 72, 3, pp. 177-187, 3 fig.

[135] Durno (S.E.). — Pollen analysis of peat deposits in Eastern Sutherland and Caithness. *Scot Geogr. Mag.* **74**, 1958, pp. 127-135, 6 fig.

[136] Durno (S.E.). — Pollen analysis of peat deposits in the Eastern Grampians. *Scot. Geogr. Mag.*, 1959, **75**, pp. 102-111, 7 fig.

[137] Dury (G.H.). — A glacial breach in the North Western Highlands. *Scot. Geogr. Mag.*, 1953, **69**, pp. 106-117, 2 fig., 2 h. t.

[138] Elder (S.)., Mccall (R.S.S.), Neaves (W.D.), Pringle (A.K.). — The Drumlins of Glasgow. *Trans. Geol. Soc of Glasgow.* 1932-35, **19**, **2**, pp. 285-87, 1 h. t.

[139] Elles (G.L.) and Tilley (C.E.). — Metamorphism in relation to structure in the Scottish Highlands. *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, 1930, **56**, pp. 621-647, 9 fig. 2 h. t.

[140] Eyles (V.A.). — *The composition and origin of the Antrim laterites and bauxites.* Mem. Geol. Surv. Nth Ireland, 1952, 85 p. 2 h. t.

[141] Eyles (V.A.) and Mac Gregor. — The Great Glen crush-belt. *Geol, Mag.* 1952, **89**, pp. 426-436.

[142] Fitzpatrick (E.A.). — An introduction to the periglacial geomorphology of Scotland. *Scot. Geogr. Mag.* 1958, **74**, pp. 28-36, 3 fig. 3 h. t.

[143] Flatres (P.). — Une surface d'aplanissement prédévonienne en Irlande. *Norois.* I, n° 3, Juillet-Sept. 1954, p. 231-240, 3 fig. 3 photos.

[144] Flatres (P.). — *La péninsule de Corran (Comté de Mayo) Irlande. Etude morphologique.* Bull. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne, Nle Série, Fasc. 1, 1957, 61 p. 3 fig, 2 h. t.

[145] Fleet (H.). — Erosion surfaces in the Grampian Highlands of Scotland. *U.G.I. Rapport de la commission pour la cartographie des surfaces d'aplanissement tertiaires.* Congrès d'Amsterdam 1938, pp. 91-94, 1 h. t.

[146] Flett (J.S.). — The submarine contours around the Orkneys. *Trans. Edinb. Geol. Soc.* XI, 1920, pp. 42-49.

[147] Flinn (D.). — Continuation of the Great Glen Fault beyond the Moray Firth. *Nature,* Vol. 191, n° 4 788, 5 août 1961, pp. 589-591, 2 fig.

[148] Fourmarier (P.). — La règle de la compensation approchée des volumes et quelques aspects de la géomorphologie. *Bull. Soc. Belge d'Et. Géogr.*, 1954, pp. 23-36, 4 fig.

[149] Fraser (G.K.). — *Peat deposits of Scotland.* Part. I Geol. Surv. G.B., Scotland (Wartime pamphlet n° 36), 1943.

[150] Frödin (G.). — On the analogies between the scottish and scandinavian portions of the caledonian Moutain Range. *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala.* 18, 1922, p. 199.

[151] Gabert (P.). — Une tentative d'évaluation du travail de l'érosion sur les massifs montagneux qui dominent la plaine du Pô. *Rev. géogr. Alp.*, 1960, **4**, pp. 593-605, 1 fig.

[152] Gabert (P.). — Un problème de l'altération quaternaire : le « ferretto » de l'Italie du Nord. *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 1961, **2**, pp. 22-24.

[153] Galibert (G.). — Les processus actuels d'évolution du relief de haute montagne dans le massif de Zermatt. *Bull. Ass. Geogr. Fr.*, **290**, 1960, mars-avril, pp. 70-86.

[153 bis] Galibert (G.). —Recherches sur les processus d'érosion glaciaire de la Haute Montagne Alpine. *Bull. Ass. Géogr.* Fr. 1962, **303-304**, pp. 8-46.

[154] Galloway (R. W.). — *Periglacial Phenomena in Scotland.* Thesis, Edinburgh, 1958, 287 p., 54 fig., 65 photos.

[155] Galloway (R.W.). — Solifluction in Scotland. *Scot. Geogr. Mag.*, 1961, **77**, pp. 75-87, 3 fig.

[156] Galloway (R.W.). — Periglacial phenomena in Scotland. *Geogr. Annaler,* 1961, **43**, pp. 348-353, 5 fig.

[157] Geddes (A.). — Lewis. *Scot. Geogr. Mag.*, 1936, **52**, pp. 217-231, 1 h. t.

[158] Geer (G.D.E.). — Dating of the Ice age in Scotland. *Trans. Geol. Soc. of Glasgow,* 1932-35, **19**, II, pp. 335-39..

[159] Geer (G. DE). — Dating of late glacial clay varves. *Proc. Roy. Soc. Edinb.*, 1935, p. 23.

[160] Geikie (A.). — *The scenery of Scotland.* 481 p. 85 fig., 2 cartes, Londres, Edinb., 1887, 2e éd.

[161] Geological Survey of Great Britain. — *Chemical analyses of igneous rocks, metamorphic rocks and minerals* (compiled by E. M. Guppy and H. H. Thomas). Mem. Geol. Surv., 1931, 166 p.

[162] Geological Survey of Great Britain. — *Chemical analyses of igneous rocks, metamorphic rocks and minerals, 1931-1954.* (Compiled by E.M. Guppy; descriptions by P.A. Sabine). Mem. Geol. Surv. 1956, 78, p.

[163] Geological Survey of Great Britain. — *The Limestones of Scotland : chemical analyses and petrography.* Mem. Geol. Surv. 1956, 150 p. 4 h. t.

[164] Giems (O.). — Some notes on clay minerals in podzol profiles in Fennoscandia. *Clay, Min. Bull,* 1960, 24, p. 208-211, 1 fig.

[165] Gignoux (M.). — *Géologie stratigraphique* (Massifs anciens des Iles Britanniques) 3e éd. 1943, 668 p., 145 fig.

[166] Giletti (B.J.), Moorbath (S.), St John, Lambert (R.). — A geochronological study of the metamorphic complexes oh the scottish Highlands. *Quart Journ. Geol. Soc.* 117, 1961, pp. 233-264 (+ discussion - 272) 3 fig., 1 h. t.

[167] Glasspoole (J.). — Absolute droughts and partial drougths over the British Isles - 1906-40. *The Meteor. Mag.*, 1947, **76**, pp. 201-05, 4 fig.
[168] Godard (A.). — Aspects morphologiques de la partie orientale du Sutherland et du Cromarty (Ecosse). *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, 1954, n° 241-242, pp. 79-88, 3 fig.
[169] Godard (A). — Problèmes morphologiques des Orcades, *Norois*, 9, janv.-mars 1956, pp. 17-33; 3 fig., 2 h. t.
[170] Godard (A.). — La surface prétorridonienne en Ecosse. *Rev. Géogr. Alp.* 1957. pp. 135-153, 7 fig. 1 h. t.
[171] Godard (A.). — Quelques observations sur le modelé des régions volcaniques du Nord-Ouest de l'Ecosse. *Scot. Geogr. Mag.* 1958, vol. **74**, pp. 37-43 1 h. t.
[172] Godard (A.). — Contemporary periglacial phenomena in Western Scotland. *Scot. Geogr. Mag.*, 1959, **75**, p. 55.
[173] Godard (A.). — Statistiques de pendages et oppositions tectoniques régionales. *Zeit. für Geom.* Band 4, Heft 2, 1960, pp. 152-168, 3 fig.
[174] Godard (A.). — A propos de l'âge du Moinien. *Rev. Géom. Dyn.* 1960, pp. 62-63, 1 fig.
[175] Godard (A.). — L'efficacité de l'érosion glaciaire en Ecosse du Nord. *Rev. Géom. Dyn.*, 1961, pp. 32-42, 6 fig.
[176] Godard (A.). — Essais de corrélation entre l'altitude des reliefs et les caractères pétrographiques des roches dans les socles de l'Ecosse du Nord. *C.R. Acad. Sc.* 2 juillet 1962, *t. 255*, pp. 139-141, 1 fig.
[177] Godard (A.), Paquet (H.), Millot (G.). — Contribution à l'étude de quelques paléosols du Nord de l'Ecosse. *Bull. Serv. carte Geol. Als. Lor.*, 1961, **14**, fasc. 4, pp. 101-109.
[178] Godwin (H.). — Coastal peat-beds of the North Sea region as indices of land and sea-level changes. *The New Phytol.* 1945, **44**, pp. 29-69, 23 fig. 4 h. t.
[179] Goguel (J.). — *Traité de tectonique*. Paris, Masson, 1952, 383 p., 203 fig.
[180] Green (F. H. W.). — Weather observations on Beinn Eighe and Ben Lawers, 1954. *Weather* 1956, **11**, pp. 209-217, 5 fig.
[181] Gregory (J.W.). — The Scottish kames and their evidence on the glaciation of Scotland. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1925-26, **54**, II, pp. 395-432, 12 fig.
[182] Gregory (J.W.). — Scottish Drumlins. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1925-26, **54**, II pp. 433-440, 1 fig. 1 h. t.
[183] Gregory (J. W.). — Note dans la discussion à propos d'un article de C. S. Elton. *Quart. Journ. Geol. Soc.* 1927, **83**, p. 193.
[184] Gregory (J.W.). — The fiords of the Hebrides. *Geogr. Journ.*, 1927, 69, pp. 193-
[185] Gregory (J.W.). — The sea lochs of the Outer Hebrides. *Trans. Geol. Soc. Glasgow.* 1927-28, **18**, 1, pp. 27-39, 2 fig.
[186] Guilcher (A.). — *Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine*. La Roche s/Yon, 1948, 682 p. 113 fig. 8 h. t.
[187] Guilcher (A.). — Quelques points de morphologie littorale. *Inf. Géogr.*, 1949, pp. 96-103, 4 h. t.
[188] Guilcher (A.). — La surface posthercynienne dans l'Europe occidentale. *Ann. Géogr.*, 1949, **58**, pp. 97-112, 6 fig.
[189] Guilcher (A.). — Définition d'un type de volcan « écossais ». *Bull. Ass. Geogr. Fr.*, 1950, **206-207**, pp. 2-11, 4 fig.
[190] Guilcher (A.). — La formation de la Mer du Nord, du Pas de Calais et des plaines maritimes environnantes. *Rev. Géogr. Lyon*, 1951, **26**, pp. 311-329, 7 fig.
[191] Guilcher (A.). — Sur deux caractères du climat océanique tempéré. *Cah. Inf. Géogr.*, 1953, **2**, pp. 52-57, 3 fig.
[192] Guilcher (A.). — Mesures de la vitesse de sédimentation et d'érosion dans des estuaires bretons. *C.R. Acad. Sc.*, 1953, t. **237**, pp. 1345-1347.
[193] Guilcher (A.). — *Morphologie littorale et sous-marine*. Paris, P. U. F., 1954, 216 p. 40 fig. 8 h. t.
[194] Guilcher (A.). — Les plates-formes continentales à dépressions longitudinales. *Ann. Geogr.* 1959, mai-juin, pp. 347-349, 1 fig.
[194 bis] Guilcher (A.). — Observations sur la morphologie littorale de la presqu'île de Mullet et de la baie de Blacksod, comté de Mayo, Irlande. *Bull. Sect. Géogr. - Comité Tr. hist. et sc.* 1962, **75**, pp. 151-175 8 fig.
[195] Guilcher (A.), Beaujeu, Garnier (J.). — *L'Europe du Nord et du Nord-Ouest: Généralités physiques et humaines*, Paris, P.U.F., 1958, 258 p., 39 fig.
[196] Guilcher (A.) et Beaujeu-Garnier (J.). — *L'Europe du Nord et du Nord-Ouest* Tome III - *Les Iles Britanniques* (en collaboration avec A. Godard) Paris, P.U.F., 1963, 560 p., 70 fig. 20 h. t.
[197] Hafemann (D.). — Zur Frage der jungen Niveauveränderungen an den Küsten der Bristischen Inseln. *Akad. der Wissensch. und der Litt. Mainz.* 1954, n° **7**, 62 p., 5 fig.
[198] Harker (A.). — Notes on subaërial erosion in the Isle of Skye. *Geol. Mag.* 1899, **36**, pp. 485-91, 3 fig.
[199] Harker (A.). — Ice erosion in the Cuillin Hills, Skye. *Trans Roy. Soc. Edinb.*, 1901, **40**, pp. 221-252, 10 fig., 1 h. t.

[200] Harker (A.). — *The tertiary igneous rocks of Skye.* Mem. Geol. Surv. Scot. 1904, 481 p., 84 fig., 28 h. t.
[201] Harker (A.). — *The Geology of the small isles of Inverness-shire* (Rhum, Canna, Eigg, Muck) (sheet 60). Mem. Geol. Surv. Scot., 1908, 210 p., 50 fig., 10 h. t.
[202] Harker (R. I.). — The Stratigraphy and bolding of some metamorphosed Moine sediments around the Càrn Chuinneag and Inchbae granitic gneisses. *Geol. Mag.*, 1956, **93**, pp. 58-62, 3 fig.
[203] Härme (M.). — On a preglacial weathering in Turvää, South western Finland. *Bull. Comm. Geol. Finlande,* 1949, n° 144, **22**, pp. 87-89, 2 fig.
[204] Härme (M.). — On the fault lines in Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande,* 1961, **196**, pp. 437-444, 3 fig.
[205] Harry (W. T.). — The composite granitic gneiss of Western Ardgour, Argyll. *Quart. Journ. Geol. Soc.,* 1953, **109**, pp. 285-309, 5 fig., 2 h. t.
[206] Hartley (J.), Leedal (G. P.). — A monchiquite vent, Stob a' Ghrianain, Inverness-shire. *Geol. Mag.,* 1951, **88**, pp. 140-144, 1 fig.
[207] Hay (T.). — Mountain form in Lakeland. *Geogr. Journ.,* 1944, **103**, pp. 263-271, 13 photos.
[208] Hempel (L.). — Probleme der Oberflächenformung in Großbritanien unter klimamorphologischer Fragestellung. *Peterm. Geogr. Mitt.,* 1958, **102**, pp. 81-89, 6 fig.
[209] Hermans (W.F.). — *Description et genèse des dépôts meubles de surface et du relief de l'Oesling.* Serv. Géol. Lux. 1955, 94 p., 7 photos, 6 h. t.
[210] Hinxman (L. W.). — The occurence of moraines later than 50 f.-beach of the NW Highlands. *Trans. Geol. Soc. Edinb.,* 1892, **6**, p. 249.
[211] Hinxman (L. W.). — The Rivers of Scotland : The Beauly and Conon. *Scot. Geogr. Mag.,* 1907, **23**, pp. 192-202, 2 fig., 1 carte.
[212] Hobson (P. M.). — Durness parish. *Scot. Geogr. Mag.,* 1947, **63**, pp. 71-83, 4 fig., 2 h. t.
[213] Hobson (P. M.). — Assynt parish. *Scot. Geogr. Mag.,* 1949, **65**, pp. 25-43, 5 fig., 6 h. t.
[214] Hobson (P. M.). — The parish of Barra. *Scot. Geogr. Mag.,* 1949, **65**, pp. 71-81, 3 fig., 1 h. t.
[215] Hobson (P. M.). — Eddrachilis parish. *Scot. Geogr. Mag.,* 1950, **66**, 1950, pp. 135-147, 1 fig., 2 h. t.
[216] Holland (M. F. W.). — An expedition to West Greenland. *Geogr. Journ.,* 1958, **124**, pp. 69-79.
[217] Hollingworth (S. E.). — The recognition and correlation of high-level erosional surfaces in Britain. : a statistical study. *Quart. Journ. Geol. Soc.,* 1938, **94**, pp. 55-84, 3 fig., 5 h. t.
[218] Holmes (A.). — A revised geological time-scale. *Trans. Edinb. Geol. Soc.,* 1959, **71**, pp. 183-216, 2 fig.
[219] Holtedalh (H.). — Sur la géologie et la morphologie des plateaux continentaux glaciaires. *83e Colloque. Intern. C.N.R.S.,* 1959, pp. 245-263, 7 fig.
[220] Holtedalh (O.). — The structural history of Norway and its relation to Great Britain. *Quart. Journ. Geol. Soc.,* 1952, **108**, pp. 65-98, 13 fig.
[221] Holtedalh (O.). — A comparison of a scottish and a norwegian shelf area. *Trans. Edinb. Geol. Soc.,* 1952, **15**, pp. 214-220.
[222] Holtedalh (O.). — On the oblique uplift of some northern lands. *Norsk. geogr. Tiddskr.,* 1953, **14**, p. 132.
[223] Holtedalh (O.). — Ice-free areas within the present Scandinavian land mass. *in Geology of Norway.* N.G.U., n° 208, Oslo 1960, pp. 365-369, 1 fig.
[224] Horne (J.) et Hinxman (L. W.) *et al.* — *The geology of the country round Beauly and Inverness including a part of the Black Isle.* Mem. Geol. Surv. Scot., 1914, 108 p., 3 fig., 5 h. t.
[225] Horne (J.) *et al.* — *The Geology of Lower Findhorn and lower Strath Nairn including part of the Black Isle near Fortrose.* Mem.Geol. Scot., 1923, 128 p., 3 fig.
[226] Hospers (J.). — Magnetic correlation in volcanic districts. *Geol. Mag.,* 1954, **91**, pp. 352-360, 4 fig.
[227] Hudson (J. D.). — The Laig Gorge Beds, Isle of Eigg. *Geol. Mag.,* 1960, **97**, pp. 313-322, 1 fig.
[228] Hughes (C. J.). — The southern mountains igneous complex, Isle of Rhum. *Quart. Journ. Geol. Soc.,* 1960, **116**, pp. 111-130, 1 fig., 5 h. t.
[229] Hughes (C. J.), Wadsworth (W. J.) and Emeleus (C. H.). — The contact between tertiary granophyre and Torridonian arkose on Minishal, Isle of Rhum. *Geol. Mag.,* 1957, **94**, pp. 337-339, 1 h. t.
[230] Ichikawa (M.). — On the debris supply from mountain slopes and its relation to river bed deposition. *Sc. Rep. of the Tokyo Kyoiku Daigaku,* 1958, vol. 6, n° **49**, pp. 1-29, 15 fig.
[231] Irving (E.), *in* R. Emsalem. — Notions sur l'état présent des questions de géomagnétisme fossile. *Ann. Géogr.,* 1959, **68**, p. 244.
[232] Jahn (A.). — Origine of granite tors. *Czas. Geogr.,* 1962, pp. 19-44.
[233] Jehu (T. J.) and Craig (R. M.). — Geology of the Outer Hebrides Part I; the Barra Isles. *Trans. Roy. Soc. Edinb.,* 1922-24, pp. 419-441, **53**, **2**, 4 fig., 4 h. t.
[234] Jehu (T. J.) and Craig (R. M.). — Geology of the Outer Hebrides. Part. II : South Uist and Eriskay. *Trans. Roy. Soc. Edinb.,* 1924-25, **53**, **3**, pp. 615-642, 1 fig., 5 h. t.
[235] Jehu (T. J.) and Craig (R. M.). — Geology of the Outer Hebrides. Part. III : North Uist and Benbecula. *Trans. Roy. Soc. Edinb.,* 1925-26, **54**, pp. 467-489, 4 h. t.

[236] Jehu (T. J.) and Craig (R. M.). — Geology of the Outer Hebrides. Part. IV : South Harris. *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, 1926-27, **55**, pp. 457-488, 2 fig., 5 h. t.

[237] Jehu (T. J.) and Craig (R. M.). — Geology of the Outer Hebrides. Part. V : North Harris and Lewis. *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, 1932-33, **57**, **3**, pp. 839-974, 1 fig., 5 h. t.

[238] Johnson (M. R. W.). — The structural geology of the Moine thurst zone in Coulin Forest, Wester Ross. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1957, **113**, **2**, pp. 241-270, 11 fig., 3. h. t.

[239] Johnson (M. R. W.). — Polymetamorphism in movement zones in the caledonian thrust belt of Northwest Scotland. *Journ. Geol.*, 1961, **69**, pp. 417-432, 6 fig.

[240] Johnstone. — *in Sum. Progr. Geol. Surv. G. B.*, 1951, p. 46.

[241] Jung (J.). — *Précis de pétrographie*, Paris, Masson, 1958, 314 p., 160 fig., 20 h. t.

[242] Kelly (W. C.), Zumberge (J. H.). — Weathering of a quartz diorite at Marble Point, Mc Murdo Sound, Antartica, *Journ. Geol.*, 1961, **69**, pp. 433-446, 6 fig., 2 h. t.

[243] Kennedy (W. Q.). — The parent magma of the British tertiary Province. *Summ. Progr. Geol. Surv. G. B.*, II, 1930, pp. 61-73.

[244] Kennedy (W. Q.). — The great Glen Fault. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1946, **102**, pp. 41-76, 8 fig., 1 h. t.

[245] Kennedy (W. Q.). — On the significance of thermal structure in the Scottish Highlands. *Geol. Mag.*, 1948, **85**, pp. 229-234, 3 fig.

[246] Kennedy (W. Q.). — Zones of progressive regional metamorphism in the Moine schists of the Western Highlands of Scotland. *Geol. Mag.*, 1949, **86**, pp. 43-56, 5 fig.

[247] Kennedy (W. Q.). — Sedimentary differentiation as a factor in the Moine-Torridonian correlation. *Geol. Mag.*, 1951, **88**, pp. 257-266, 2 fig.

[248] Kennedy (W. Q.). — The tectonics of the Morar anticline and the problem of the NW caledonian front. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1954, **110**, pp. 357-390, 9 fig., 1 h. t.

[249] King (B. C.). — The Ard Bheinn area of the central igneous complex of Arran. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1954, **110**, pp. 323-355, 6 fig., 4 h. t.

[250] King (B. C.). — The form of the Beinn An Dubhaich Granite, Skye. *Geol. Mag.*, 1960, **97**, pp. 326-333, 3 fig.

[251] King (B. C.), Rast (N.). — Tectonic styles in the Dalradians and Moines of parts of the Central Highlands of Scotland. *Proc. Geol. Ass.*, 1956, **66**, pp. 243-265, 6 fig.

[252] King (C. A. M.), Wheeler (P. T.). — The raised beaches of the North Coast of Sutherland, Scotland. *Geol. Mag.*, 1963, **100**, pp. 299-320, 5 fig.

[253] King (L. C.). — The uniformitarian nature of hillslopes. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1957, **17**, **1**, pp. 81-102, 2 fig., 2 h. t.

[254] King (L. C.). — *Morphology of the Earth.* Oliver and Boyd-Edinb. London, 1962, 699 p.

[255] King (L. C.) et Linton (D. L.). — Correspondence : The problem of tors. Discussion du *Geogr. Journ.*, 1958, **124**, pp. 289-292, 1 fig.

[256] Kuenen (Ph. H.). — Intrusion of Cone-Sheets. *Geol. Mag.*, 1937, **74**, pp. 177-183, 3 fig., 2 h. t.

[257] Kursten (M.). — The metamorphic and tectonic history of parts of the Outer Hebrides. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1957, **17**, **1**, pp. 1-31, 22 fig., 6 h. t.

[258] Kvale (A.). — Linear structures and their relation to movement in the caledonides of Scandinavia and Scotland. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1953, **109**, pp. 51-73, 2 fig.

[259] Lacaille (A. D.). — The deglaciation of Scotland and the forming of man's environment. *Proc. Geol. Ass.*, 1948, t. **59**, pp. 151-171, 5 fig., 3 h. t.

[260] Lacaille (A. D.). — The chronology of the deglaciation of Scotland. *Proc. Geol. Ass.*, 1950, **61**, pp. 121-144, 9 fig., 1 h. t.

[261] Lattman (L. H.). — Technique of mapping geologic fracture traces and lineaments on aerial photographs. *Photogr. Engin.*, 1958, pp. 568-576, 2 h. t.

[262] Lawrence (E. N.). — Föhn temperature in Scotland. *The Meteor. Mag.*, 1953, **82**, pp. 74-79, 4 fig.

[263] Lee (G. W.). — *The mesozoïc rocks of Applecross, Raasay and North-East Skye.* Mem. Geol. Surv. Scot., 1920, 93 p., 8 h. t.

[264] Lee (G. W.), Bailey (E. B.). — *The pre-tertiary Geology of Mull, Loch Aline, and Oban.* Mem. Geol. Surv. Scot. Edinb., 1925, 144 p., 13 fig., 2 h. t.

[265] Leedal (G. P.). — Faulted Permian dykes in the Highland. *Geol. Mag.*, 1951, **88**, pp. 60-64, 1 fig.

[266] Leedal G. P.). — The Cluanie igneous intrusion, Inverness-shire and Ross-shire. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1952, **108**, pp. 35-63, 7 fig., 1 h. t.

[267] Lefebvre, Rabouille et Valette. — Forêts d'Ecosse. *Rev. Forest. Fr.*, 1952, **3**, pp. 186-209, 1 fig.

[268] Lefevbre, Rabouille et Valette. — Les reboisements en Ecosse. *Rev. Forest. Fr.*, 1952, **7-8**, pp. 465-488.

[269] Leneuf (N.). — *L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés.* Thèse Sc. Paris, 1959, 210 p., 15 pl., fig.

[270] Lennie (A. B.). — Geographical description of the country of Sutherland. *Scot. Geogr. Mag.*, 1911, **27**, pp. 18-34, 128-142, 188-195, 6 fig.
[271] Lewis (W. V.). — A melt-water hypothesis of cirque formation. *Geol. Mag.*, 1938, **75**, pp. 249-265, 6 fig., 1 h. t.
[272] L.I.G.U.S. — Méthode améliorée pour l'étude des sables. *Rev. Géom. Dyn.*, 1958, **IX**, pp. 43-54.
[273] Linton (D. L.). — Watershed breaching by ice in Scotland. *Trans. Papers.*, 1949, n° **15**, pp. 1-16.
[274] Linton (D. L.). — Unglaciated areas in Scandinavia and Great Britain. *Irish. Geogr.*, 1949, **2**, pp. 25-33.
[275] Linton (D. L.). — The scenery of the Cairngorm Mountains. *The Journ. Manchester Geogr. Soc.*, 1949-50, pp. 1-14, 4 fig.
[276] Linton (D. L.). — Unglaciated lands in glaciated regions. *Journ. of glaciol.*, 1950, 8, pp. 451-452.
[277] Linton (D. L.). — Problems of scottish scenery. *Scot. Geogr. Mag.*, 1951, **67**, pp. 65-85, 4 fig.
[278] Linton (D. L.). — The significance of tors in glaciated lands. *XVII^e congrès géogr. international 1952*, pp. 534-357.
[279] Linton (D. L.). — The problem of tors. *Geogr. Journ.*, 1955, **121**, pp. 470-487, 3 fig., 2 h. t.
[280] Linton (D. L.). — Radiating valleys in glaciated lands *in « the Earth, its crust and its atmosphere »* (Mél. J. Hol.), 1957, pp. 83-98, 7 fig.
[281] Linton (D. L.). — Morphological contrasts of eastern and western Scotland. Geogr. Essays *in Mem. A. G.* Ogilvie, 1959, pp. 16-45, 5 fig., 5 h. t.
[282] Linton (D. L.) et Moisley (H. A.). — The origin of Loch Lomond. *Scot. Geogr. Mag.*, 1960, **76**, 1, pp. 26-37, 3 fig.
[283] Lliboutry (L.). — L'érosion glaciaire. *Ass. Int. Hydr. Sc.*, n° 59, Colloque de Bari, 1962, pp. 219-225.
[284] Lobjoit (W. M.). — On the form and mode of emplacement of the Ben Buie Intrusion, Island of Mull, Argyllshire. *Geol. Mag.*, 1959, 96, pp. 393-402, 4 fig.
[285] Louis (H.). — Glazialmorphologische Studien in den gebirgen der britischen Inseln. *Berl. Geogr. Arb. Heft* 6, 1934, 39 p., 2 fig., 4 h. t.
[286] Lunn (J. W.). — The intrusion of Binny Craig (West Lothian). *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1928, **12**, pp. 74-79, 2 h. t.
[287] Mc Callien (W. J.). — Late Glacial and Early Post-Glacial Scotland. *Proc. Sc. Antiq. Scot.*, 1937, **71**, pp. 174-206.
[288] Mc Cann (S. B.). — Some supposed « raised beach » deposits at Corran, Loch Linnhe and Loch Etive. *Geol. Mag.*, 1961, **98**, pp. 131-142, 6 fig.
[289] Mc Cann (S. B.). — The late-glacial raised beaches and re-advanced moraines of the Loch Carron area, Ross-shire *Scot. Geogr. Mag.*, 1963, **79**, pp. 164-169.
[290] Mac Gregor (A. G.). — Resemblances between Moine and « sub-moine » metamorphic sediments in the western Highlands of Scotland. *Geol. Mag.*, 1948, **85**, pp. 265-275, 1 fig., 1 h. t.
[291] Mac Gregor (A. G.). — Problems of carboniferous-permian vulcanicity in Scotland. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1948, pp. 133-153, 1 h. t.
[292] Mac Gregor (A. G.). — Metamorphism in the Moine nappe of northern Scotland. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1952, **15**, pp. 241-257, 1 fig., 2 h. t.
[293] Mackenzie (W. S.). — Kyanite-gneiss within a thermal aureole. *Geol. Mag.*, 1949, **86**, pp. 251-254, 1 fig., 1 h. t.
[294] Mackinder (H. J.). — *Britain and the British seas.* Oxford, 1915, 2^e éd., 375 p., 132 fig., 6 h. t.
[295] Mc Intyre (D. B.). — The tectonics of the B. Dronaig Area, Attadale. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1952, **15**, pp. 258-264.
[296] Mc Intyre (D. B.). — The Moine thrust, its discovery, age, and tectonic significance. *Proc. Geol. Ass.*, 1954, **65**, III, pp. 203-223, 1 fig.
[297] Mc Vean (D. N.). — Snow cover and vegetation in the Scottish Highlands. *Weather.*, 1958, **13**, pp. 197-200.
[298] Malaurie (J.). — Gelifraction, éboulis et ruissellement sur la côte NW du Gröenland. Contributions intern. à la morphologie des versants. *Zeit für Geom.*, suppl. Band 1, 1960, pp. 59-68.
[299] Manley (G.). — Snowfall in the British Isles. *The Meteor. Mag.*, 1940, **75**, pp. 41-48, 1 fig.
[300] Manley (G.). — Topographical features and the climate of Britain : a review of some outstanding effects. *Geogr. Journ.*, 1944, **103**, 6, pp. 241-263, 4 fig., 2 h. t.
[301] Manley (G.). — Snow cover in the British Isles. *The Meteor. Mag.*, 1947, **76**, pp. 28-35, 1 fig., 2 h. t.
[302] Manley (G.). — The snowline in Britain. *Geografiska Annaler*, 1949, **31**, pp. 179-193, 4 fig.
[303] Manley (G.). — Some consequences of the relation between glacier variations and climatic fluctuations in Britain. *Journ. Glaciology*, 1950, pp. 352-356, 1 fig.
[304] Manley (G.). — The range of variation of the British climate. *Geogr. Journ.*, 1951, **117**, pp. 43-68, 7 fig.
[305] Manley (G.). — *Climate and the British scene.* 1953, Collins, Londres, 2^e éd., 314 p., 75 fig., 32 + 24 h. t.

[306] Marmo (V.). — Die Bedeutung der Beschaffenheit des Kalifeldspats für das Granitproblem. *Geol. Rundschau.*, 1962, **52**, pp. 13-23, 3 fig.
[307] Martin (S.). — Le niveau marin antéglaciaire en Irlande sud-orientale. 50e *ann. du Lab. de géogr. Rennes,* 1952, pp. 182-197, 2 fig.
[308] Martin (S.). — Raised beaches and their relation to the glacial drifts on the East Coast of Ireland. *Irish Geogr.*, 1955, **3**, pp. 87-93.
[309] Martin (S.). — L'évolution comparée des rivages en Bretagne et dans l'Ouest des Iles Britanniques pendant la période quaternaire. *Norois,* 1955, pp. 51-66, 11 fig.
[310] Masseport (J.). — Premiers résultats d'expériences de laboratoires sur les roches. *Rev. Géogr. Alp.*, 1959, 48, pp. 531-537.
[311] Meteorological Office. — *Climatological Atlas of the British Isles.*, London, H. M. Stat. Off., 1952, 139 p., nombr. pl.
[312] Meteorological Office. — *Averages of rainfall for Great Britain and Northern Ireland* (1916-1950). London, H. M. Stat. Office 1958, 36 p.
[313] Meteorological Office. — *Averages of temperature for Great Britain and Northern Ireland* (1921-1950). London, H. M. Stat. Off., 2e éd. 1959, 36 p.
[314] Meteorological Office. — *Averages of bright sunshine for Great Britain and Northern Ireland* (1921-1950). London, H. M. Stat. Off., 2e éd., 1959, 32 p.
[315] Meteorological Office. — *Monthly Weather Report.* London, H. M. Stat. Off. vol. 61 à 77 (1944-1960).
[316] Meteorological Office. — *Monthly Report of the Meteorological office, Bulletins.* London, H. M. Stat. Off., **64**, 8, 1947, **75**, 3, 1958, **77**, 6, 1960, **77**, 7, 1960, **77**, 8, 1960.
[317] Moret (L.). — *Précis de Géologie.* Masson, Paris, 1947, 637 p., 313 fig.
[318] Mossman (R. C.). — The Meteorology of Glen Nevis from october 1901 to february 1902. *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, 1910, **44**, pp. 633-686.
[319] Mould (D.). — The Geology of the Foyers « Granite » and the surrounding country. *Geol. Mag.*, 1946, **83**, pp. 249-265, 3 fig., 1 h. t.
[320] Murchisson (R. I.). — Nouvelle classification des anciennes roches du Nord de l'Ecosse (avec une carte géol.). *C. R. Acad. Sc.* 1860, **1**, pp. 713-717.
[321] Nature Conservancy. — *Isle of Rhum, nature reserve.* Edinburgh, s. d., 10 p., 2 fig.
[322] Nicholls (G. D.). — The Glenelg-Ratagain igneous complex. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1950, **106**, pp. 309-344, 4 fig., 2 h. t.
[323] Noe-Nygaard (A.). — The Geology of the Faroes. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1962, **118**, pp. 375-383, 1 fig., 1 carte h. t.
[324] Ogilvie (A. G.). — The physical geography of entrance to Inverness Firth. *Scot. Geogr. Mag.*, 1914, **30**, pp. 21-35, 12 fig.
[325] Ogilvie (A. G.). — The physiography of the Moray Firth Coast. *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, II, 1923, **53**, pp. 377-404, 10 fig.
[326] Omond (R. T.) and Rankin (A.). — Abstract of Paper on the Winds of Ben Nevis. *Trans. Roy. Soc. Edinb.* 1902, **42**, pp. 499-505.
[327] Palmer (S.), Radley (J.). — Gritstone tors of the English Pennines. *Zeit. für Geom.*, 1961, **5**, pp. 37-52, 16 fig.
[328] Panzer (W.). — Die Hebridinsel Lewis. *Zeit Gesel. für Erdk. zu Berlin,* 1928, pp. 38-64, 2 fig.
[329] Panzer (W.). — Zur Oberflächengestalt des Aüsseren Hebriden, Beobachtungen und Fragen. *Zeit. für Geom., Leipzig,* 1928, pp. 169-203, 5 fig.
[330] Pardé (M.). — Hydrologie fluviale des Iles Britanniques. *Ann. Géogr.*, 1939, **48**, pp. 369-384, 3 fig.
[331] Pardé (M.). — Sur quelques rivières d'une abondance spécifique énorme. *Ass. Int. Hydro. Sc.* Symposia Darcy, Dijon, 1956, III, pp. 184-190.
[332] Peach (B. N.), Horne (J.) et *al.* — *The Geological structure of the North-West Highlands of Scotland.* Mem. Geol. Surv. Great. Britain., 1907, **7**, 668 p., 66 fig., 52 h. t.
[333] Peach (B. N.) et Horne (J.). — The Scottish lakes in relation to the geological features of the country in Murray (J.) et Pullar (L.). *Bathymetrical survey of the scottish fresh-water lochs.* Edinburgh, 1910, pp. 439-513, 3 h. t.
[334] Peach (B. N.), Horne (J.), Woodward (H. B.) et *al.* — *The Geology of Glenelg, Lochalsh, and SE part of Skye.* Mem. Geol. Surv. Scot., 1910, **71**, 206 p., 13 fig., 12 h. t.
[335] Peach (B. N.), et *al.* — *The Geology of Ben Wyvis, Carn Chuinneag Inchbae and the surrounding country.* Mem. Geol. Surv. Scot., (93), 1912, 189 p., 16 fig., 12 h. t.
[336] Peach B. N.), Horne (J.) et *al.* — *The Geology of central Ross-shire.* Mem. Geol Surv. Scot., 1913, 114 p., 10 fig., 8 h. t.
[337] Peach (B. N.) et Horne (J.) *et al.* — *The Geology of Fannich Mountains and the country around Upper Loch Maree and Strath Broom.* Mem. Geol. Surv. Scot., 1913, 127 p., 8 fig., 6 h. t.

[338] Peach (B. N.) and Horne (J.). — *Chapters on the geology or Scotland.* Oxford, 1930.
[339] Peacock (M. A.). — Recent lines of fractures in the Faroes in relation to the theories of fiord formation in Northern basaltic plateaus. *Trans. Geol. Soc. Glasgow,* 1927-28, pp. 1-26, **18**, I, 8 fig., 5 h. t.
[340] Pedro (G.). — Considérations sur une forme de l'altération des roches : l'arénisation. *C. R. Acad. Sc.,* 1959, **248**, pp. 993-996.
[341] Pelletier (J.). — *Le relief de la Sardaigne.* Thèse, Lyon, 1960, 484 p., 115 fig., 23 h. t.
[342] Penck (A.). — Geomorphologische Probleme aus nord-west Schottland. *Zeit der Gesell. für Erdk.,* 1897, **32** pp. 146-191, 8 fig., 1 h. t.
[343] Penman (H. L.). — The Water balance of catchment areas. *Ass. Int. Hydro. Sc. Ass. Bruxelles.,* 1951, III, pp. 434-442, 3 fig.
[344] Phemister (J.). — *Scotland : the Northern Highlands.* Edinb., 2e éd., 1948, 93 p. 27 fig., 8 h. t., 3e éd., 1960.
[345] Phemister (J.). — Summary of recent research on the pretertiary geology of the Northern Highlands. *Trans. Geol. Glasgow.,* 1958, **23**, p. 53.
[346] Phemister (J.), Simpson (S.). — Pleistocene deep weathering in North-East Scotland. *Nature,* 1949 (20 août), **164**, pp. 318-319.
[347] Phillips (F. C.). — Lineation in Moinian and Lewisian Rocks of the northern Highlands of Scotland. *Geol. Mag.,* 1949, **86**, pp. 279-287, 12 fig., 2 h. t.
[348] Phillips (F. C.). — Apparent coincidences in the life-history of the Moine shists. *Geol. Mag.,* 1951, **88**, pp. 225-235.
[349] Pinchemel (Ph.). — L'étude des réseaux hydrographiques. *Bull. Ass. Geogr. Fr.,* 1950, **208-209**, pp. 72-80, 2 fig.
[350] Pinchemel (Ph.). — Densités de drainage et densités de vallées (*in The Earth, its crust and its atmosphere,* Mél. J. Hol.), 1957, pp. 159-162.
[351] Proudfoot V. B.). — Erosion surfaces in the Mourne Mountains. *Irish. Geogr.,* 1954, **3**, pp. 26-25, 2 fig.
[352] Proudfoot (V. B.). — Relict rotlehm in Northern Ireland. *Nature.,* 1958, **181**, p. 1287.
[353] Raguin (E.). — *Géologie du granite.* Paris, Masson, 2e éd., 1957, 275 p., 52 fig.
[354] Ramsay (J. G.). — The supposed moinian basal conglomerats at Glen Strathfarrar, Inverness-shire. *Geol. Mag.,* 1956, **93**, pp. 32-40, 3 fig.
[355] Ramsay (J. G.). — Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire and Ross-shire. *Quart. Journ. Geol. Soc.,* 1957, **113**, pp. 271-305, 19 fig.
[356] Ramsay (J. G.). — Moine-Lewision relations at Glenelg, Inverness-shire. *Quart. Journ. Geol. soc.,* 1957, **113**, **4**, pp. 487-523, 15 fig., 2 h. t.
[357] Rankin (A.). —The number of Gales at the Ben Nevis Observatory. *Trans. Roy. Soc. Edinb.,* 1902, **42**, pp. 523-4.
[358] Rapp (A.). — Avalanche boulder tongues in Lappland. *Geogr. Annaler.,* 1959, **41**, pp. 34-48.
[359] Rapp (A.). — Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geogr. Annaler, Thèse,* 1960, **42**, pp. 71-200, 70 fig., 2 h. t.
[360] Rapp (A.), Rudberg (S.). — Recent periglacial phenomena in Sweden. *Biul Perygl.,* 1960, 8, pp. 143-154, 3 fig.
[361] Read (H.H.). — *The geology of the country round Banff, Huntly and Turriff.* Mem Geol. Surv. Scot. 1923, v. pp. 181-185.
[362] Read (H.H.). — *The Geology of central Sutherland.* Mem. Geol. Surv. Scot. (108 et 109), 1931, 238 p., 13 fig. 5 h. t.
[363] Read (H.H.). — *The Grampian Highlands.* Brit. Reg. Geol. 2e éd. revue par A.G. McGregor; 1948, 83 p. 23 fig., 11 h. t.
[364] Read (H.H.). — Stratigraphy in metamorphism. *Proc. Geol. Ass.* 1958-59 **69**, pp. 83-102.
[365] Read (H.H.), Phemister (J.) and Ross (G.) *et al. The Geology of Strath Oykell and lower Loch Shin.* Mem. Geol. Surv. Scot. 1926, 102, 220 p., 7 fig., 2 h. t.
[366] Read (H.H.), Ross (G.), Phemister (J.), Lee (G.W.). — *The Geology of the country around Golspie Sutherland-shire.* Mem. Geol. Surv. Scot., 1925, 143 p., 7 fig.
[367] Reynolds (D.L.). — So-called amygdaloïdal gabbro : comments on a paper by E.B. Bailey. *Geol. Mag.,* 1952, **89**, pp. 376-79.
[368] Reynolds (D. L.). — Granite : some tectonic, petrological and physico-chemical aspects. *Geol. Mag.,* 1958, **95**, 1958, pp. 378-396, 1 fig.
[369] Reynolds (D.L.). — Lapiés and solution pits in olivine dolerite sills at Slieve Gullion. Northern Ireland. *Journ. Geol.,* 1961, **69**, pp. 110-117, 3 fig., 1 h. t.
[370] Reynolds (S.H.). — The Isle of Eigg. *G. Aberystwyth,* 1929, pp. 122-128.
[371] Richey (J.E.). — Some features of tertiary volcanicity in Scotland and Ireland. *Bull. Volcano. Napoli.,* 1937, pp. 13-34, 2 h. t.

[372] Richey (J.E.). — The dykes of Scotland. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1939, **13**, pp. 393-435, 6 fig.
[373] Richey (J.E.). — *Scotland. The tertiary volcanic districts.* 2e éd. Brit. Reg. Geol., 1948, 105 p. 57 fig. 9 h. t.
[374] Richey (J. E.), Kennedy (W. A.). — The Moine and sub-moine series of Morar Inverness-shire. *Bull. Geol. Surv. G. B.*, 1939, n° 2, pp. 26-46, 6 fig., 3 h. t.
[375] Richey (J.E.) et Thomas (H.H.). — *The Geology of Ardnamurchan N.W. Mull and Coll.* Mem. Geol. Surv. Scot. 1930, 393 p. 54 fig., 8 h. t.
[376] Rittmann (A.). — Les volcans et leur activité. 2e éd. tr. en français par H. Tazieff, 1963, Paris, Masson, 461 p. 183 fig., 6 h. t.
[378] Robinson (A.H.W.). — Deep clefts in the Inner Sound of Raasay. *Scot. Geogr. Mag.*, 1949, **65**, pp. 20-25, 4 fig.
[379] Robinson (A.H.W.). — The floor of the british seas. *Scot. Geogr. Mag.*, 1952, **68**, pp. 64-79, 9 fig.
[380] Rondeau (A.). — Problèmes de morphologie régionale et d'érosion différentielle en Corse méridionale. *Bull. Ass. Geogr. fr.*, 1956, **257-258**, pp. 49-61, 2 fig.
[381] Rondeau (A.). — Les « Boules » de granite. *Zeit. für. Geom.*, 1958, Heft 3 Band 2, pp. 211-229, 13 fig.
[382] Rondeau (A.). — Géomorphologie et géochimie (à propos d'altération différentielle en Corse). *Bull. Ass. Geogr. fr.*, 1958, **1**, pp. 17-23.
[383] Rondeau (A.). — *Recherches géomorphologiques en Corse.* Thèse, Paris, A. Colin, 1961, 586 p. 60 photos, 25 h. t.
[384] Ross (R.G.). — The Orkney hurricane. *Weather*, 1952, **7**, pp. 116-119.
[385] Rougerie (G.). — *Le façonnement actuel des modelés en Côte d'Ivoire forestière*, Mém. I.F.A.N., Dakar, 1960, 542 p., 134 fig., 92 photos.
[386] Rutledge (H.). — The structure of the Fannich Forest Area. *Trans Edinb. Geol. Soc.*, 1952, **15**, pp. 317-321, 3 fig.
[387] Rutten (M.G.) et Den Boer (J.C.). — Inversion de l'aimantation dans les basaltes du Coiron (Ardèche). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1954, pp. 106-108.
[388] Ruxton (B.P.), Berry (L.). — The basal rock-surface on weathered granitic rocks. *Proc. Geol. Ass.*, 1959-60, **70**, pp. 285-290, 2 fig.
[389] Ruxton (B.P.), Berry (L.). — Weathering profiles and geomorphic position on granite in two tropical regions. *Rev. Géom. Dyn.*, 1961, pp. 16-31, 10 fig., 3 photos.
[390] Sabine (P.A.). — The petrography and geological significance of the post-cambrian minor intrusions of Assynt and the adjoining districts of N.-W. Scotland. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1953, **109**, pp. 137-171, 9 fig., 1 h. t.
[391] Sabine (P. A.). — The Strontian granite complex, Argyll-shire. *Bull. Geol. Surv. Great. Britain*, 1963, n° 20, pp. 6-42, 2 fig., 4 h. t.
[392] St Lambert (R.). — A metamorphic boundary in the Moine schists of the Morar and Knoydart Districts of Inverness-shire. *Geol. Mag.*, 1958, **95**, p. 177.
[393] St Lambert (R.). — The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire. *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, 1958-59, **63**, pp. 553-588, 30 fig.
[394] Schieferdecker (A.A.G.). — *Geological Nomenclature.* Royal Geological and Mining Society of the Netherlands, 1959, XV + 523 p.
[395] Scott (J.F.). — General geology and physiography of Morvern, Argyll. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 1927-28, **18**, I, pp. 149-189, 2 fig.
[396] Scott (J.F.). — The parish of Morvern. *Scot. Geogr. Mag.*, 1954, **70**, pp. 79-92, 8 fig., 1 h. t.
[397] Shand (S. J.). — Mylonites, Slickensides and the Great Glen fault. *Geol. Mag.*, 1951, **88**, pp. 423-428.
[398] Shellard (H.C.). — Extreme winds speeds over Great Britain and northern Ireland. *The Metor. Mag.*, 1958, **87**, pp. 257-265, 3 fig.
[399] Simpson (J.B.). Stone-polygons on scottish Mountains. *Scot. Geogr.* Mag., 1932, **48**, pp. 37-38, 1 fig.
[400] Simpson (J.B.). — The age of tertiary vulcanicity in Scotland. *British Ass. for Adv.Sc. - Edinb. Meeting Prog.*, 1951, p. 63.
[401] Simpson (J.B.). — A re-interpretation of the drifts of North-East Scotland. *Trans Edinb. Geol. Soc.*, 1954-56, **16**, pp. 189-199, 4 fig.
[401] Sissons (J.B.). — Some aspects of glacial drainage channels in Britain. *Scot. Geogr. Mag.*, 1960, **76**, pp. 131-146, 4 fig. 1961, **77**, pp. 15-36, 13 fig.
[403] Sissons (J.B.). — A re-interpretation of the literature on late-glacial shorelines in Scotland, with particular references to the Forth area. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1962, **19**, pp. 83-99, 2 fig.
[404] Smith (J.). — Cryoturbation data from south Georgia. *Biul. Perygl.*, 1960, 8, pp. 73-79, 2 fig.
[405] Smith (J.S.). — Notes on post glacial gullying. *Scot. Geogr. Mag.*, 1963, **79**, pp. 176-177.
[406] Smith (S.M.). — Metamorphism of the jurassic rocks of Glas Bheinn Bheag, Skye. *Geol Mag.*, 1960, **97**, pp. 466-479, 2 fig., 1 h. t.

[407] Sölch (J.). — Geomorphologische Probleme des schottischen Hochlands. *Mitteil. Geogr. Gesell. Wien,* 1936, pp. 31-51.
[408] Sölch (J.). — *Die Landschaften der Britischen Inseln.* - t. II, Schottland und Irland. - Vienne, 1952, pp. 851-1 350, 71 fig.
[409] Soper (N.J.). — A note on current-bedded Moines near Garve, W. Ross. *Geol. Mag.,* 1960, **97**, pp. 504-508, 1 fig., 1 h. t.
[409 bis] Sopper (N.J.). — The structure of the Rogart igneous complex, Sutherland, Scotland. *Quart. Journ. Geol. Soc.,* 1963, **119**, pp. 445-478, 10 fig., 1 h. t.
[410] Spink (P.C.). — Summer snows around Ben Nevis. *Weather,* 1955, **10**, pp. 270-271, 1 h. t.
[411] Steavenson (A.G.). — Some Geological Notes on three districts of Northern Scotland. *Trans. Geol. Soc. Glasgow,* 1927-28, **18**, pp. 216-233, 1 fig., 2 h. t., pp. 194-214, 2 fig., 3 h. t.
[412] Steers (J.A.). — The Coastline of Scotland. *Geogr. Journ.,* 1952, **118**, pp. 180-190.
[412 bis] Steers (J.A.). — *The Sea Coast.* Collins, Londres, 1953, 276 p., 52 fig., 8 + 24 h. t.
[413] Steers (J. A.). — The Coastline of Great Britain : a brief word picture (in : *The Earth its crust and its atmosphere,* Mél. J. Hol.), 1957, pp. 178-184, 1 fig., 4 photos.
[414] Stevens (A.). — The Highlands and Hebrides in Ogilvie (A.G.), Great Britain, *Essays in regional geography,* chap. 21, Cambridge 1928, pp. 356 et 59.
[415] Stewart (M.). — Notes on the geology of Isle Stack, Orkney. *Geol Mag.,* 1938, **75**, pp. 135-140, 1 fig.
[416] Stubblefield (C.J.). — Problèmes des séries intermédiaires en Grande-Bretagne. *Colloque intern. C.N.R.S., 76, Les relations entre Précambrien et Cambrien.* - Paris, Juin-Juillet 1957. - C.N.R.S. 1958, pp. 53-64.
[417] Suess (F.E.). — A suggested interpretation of the Scottish Caledonide Structure. *Geol. Mag.,* 1931, **68**, pp. 71-81, 1 fig.
[418] Sutton (J.). et Watson (J.). — The pretorridonian metamorphic history of the Loch Torridon and Scourie areas in the North-West Highlands and its bearing on chronological classification of the Lewisian. *Quart. Journ. Geol. Soc.,* 1950, **106**, 1 pp. 241-307, 14 fig., III h. t.
[419] Sutton (J.). et Watson (J.). — The supposed Lewisian inlier of Scardroy, Central Ross-shire, and its relation with the surrounding Moine rocks. *Quart. Journ. Geol. Soc.,* 1952, **108**, pp. 99-126, 9 fig., 1 h. t.
[420] Sutton (J.) et Watson (J.). — The structure and stratigraphical sucession of the Moines of Fannich Forest and Strath Bran, Ross-shire. *Quart. Journ. Geol. Soc.,* 1954, **110**, pp. 21-53, 9 fig. 2 h. t.
[421] Sutton (J.) et Watson (J.). — Structures in the Caledonides between L. Duich and Glenelg, NW Highlands. *Quart. Journ. Geol. Soc.,* 1958, **114**, pp. 231-255 (257), 10 fig., 1 h. t.
[422] Sutton (J.) et Watson (J.). — Sedimentary structures in the epidotic grits of Skye. *Geol. Mag.,* 1960, **97**, pp. 106-122, 7 fig.
[423] Synge (F.M.). — The glaciation of North-East Scotland. *Scot. Geogr. Mag.,* 1956, **72**, pp. 129-143, 5 fig.
[424] Tait (D.). — Braid Burn Duddingstone and Porto Bello excavation. *Trans Edinb. Geol. Soc.,* pp. 61-71, 1934, **13**, 1, 5 fig.
[425] Tait (D.). — Excavations in the old lake deposits at Corstorp-line during 1930-1932. *Trans. Edinb. Geol. Soc.,* 1934, **13**, 1, pp. 110-125, 2 fig.
[426] Tansley (A.G.). — *The British Islands and their vegetation.* Cambridge Univ. Press. 3e éd. 1953, 2 vol., 930 p.
[427] Tarr (R.S.). — Glacial erosion in the Scottish Highlands. *Scot. Geogr. Mag.,* 1908, **24**, pp. 575-587, 5 fig.
[428] Termier (H. et G.). — *L'évolution de la lithosphère.* I Pétrogenèse. 653 p., 14 tab., 40 fig., 54 pl. II Orogenèse 498 p., 87 fig., Masson, Paris, 1956.
[429] Ters (M.). — *La Vendée littorale.* Thèse, Paris, 1961, 578 p. 50 fig. 13 h. t.
[430] Thompson (H.R.). — Some corries of North-West Sutherland. *Proc. Geol. Ass.,* 1950, **61**, pp. 145-155, 5 fig.
[431] Thorarinsson (S.). L'érosion éolienne en Islande à la lumière des études téphrochronologiques. *Rev. Géom. Dyn.,* 1962, **13**, pp. 107-124, 12 fig.
[432] Thorarinsson (S.), Einarsson (T.), Kjartansson (G.). — On the geology and geomorphology of Iceland. *Geogr. Annaler.,* 1959, **41**, pp. 135-169, 24 fig., 1 h. t.
[433] Ting (S.). — The coastal configuration of Western Scotland. *Geogr. Annaler,* 1937, **19**, pp. 62-83, 2 fig., 32 profils, 2 h. t.
[434] Ting (S.). — Storm waves and shore-forms of South-Western Scotland. *Geol. Mag.,* 1937, **74**, pp. 132-141, 5 fig.
[435] Tivy (J.). — Influence des facteurs biologiques sur l'érosion dans les Southern Uplands écossais. *Rev. Géom. Dyn.,* 1957, **8**, pp. 9-19, 8 fig.
[436] Tomkeieff (S. I.). — The Tertiary lavas of Rhum. *Geol. Mag.,* 1942, **79**, pp. 1-13, 2 fig.
[437] Tomkeieff (S. I.), Blackburn (K. B.). — On the remains of fossil wood enclosed in a tertiary lava on the Isle of Rhum, Inner Hebrides. *Geol. Mag.,* 1942, **79**, pp. 14-17.
[438] Tricart (J.). — Résultats préliminaires d'expériences sur la désagrégation de roches sédimentaires par le gel. *C.R. Acad. Sc.,* 23 mars 1953 pp. 1296-1298.

[439] Tricart (J.). — Etudes sur quelques cailloutis fluviatiles actuels des Pyr. Orientales et du Massif Central. *Zeit. für Geom.*, 1958, **4**, pp. 278-303, 5 fig.
[440] Tricart (J.). — Observations sur le façonnement des rapides des rivières intertropicales. *Com. Tr. Hist. Sc. Bull. Sect. Géogr.*, 1958, pp. 289-313, 18 photos.
[441] Tricart (J.). — L'étude comparée de la composition des alluvions fluviatiles et de la nature lithologique du bassin : moyen d'analyse des systèmes d'érosion. *Rev. Géom. Dyn.*, 1959, pp. 2-15, 3 tab.
[442] Tricart (J.). — Le taux de concentration en quartz dans diverses formations glaciaires de Fennoscandie, *Geogr. Annaler*, 1960, **42**, pp. 201-206, 1 fig.
[443] Tricart (J.). — *Géomorphologie des régions froides*. Paris, P.U.F., 1963, 289 p., 38 fig., 12 h. t.
[444] Tricart (J.), Cailleux (A.). — *Le modelé périglaciaire*. Paris, C.D.U., 2e éd., 1961, 350 p., 81 fig.
[445] Tricart (J.), Cailleux (A.). — *Le modelé glaciaire et nival*. Paris, SEDES, 1962, 508 p., 144 fig.
[446] Tricart (J.), Schaeffer (R.). — L'indice d'émoussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. *Rev. Géom. Dyn.*, 1950, **1**, pp. 151-178, 11 fig.
[447] Tschang-Hsi-Lin. — The pseudo-karren and exfoliation forms of granite on Pulan Ubin, Singapore. *Zeit. für. Geom.*, 1961, pp. 302-312, 5 fig., 14 h. t.
[448] Tuttle (O. F.) and Keith (M. L.). — The granite problem : evidence from the quartz and felspar of a tertiary granite. *Geol.Mag.*, 1954, **91**, pp. 61-72, 5 fig.
[449] Tyrrell (G. W.). — The geology and petrography of Rockall. *Geol. Mag.*, 1924, **61**, pp. 19-25.
[450] Tyrrell (G. W.). — Flood basalts and fissure eruption. *Bull. Volcan. Napoli*, 1937, pp. 89-111.
[451] Tyrrell (G. W.). — The tertiary igneous geology of Scotland in relation to Ireland and Greenland. *Medd. f. Dansk Geol. For.*, 1949, pp. 413-440, 2 h. t.
[452] Valentin (H.). — Der Nordseeraum an der Wende Tertiär/Quartär. *Die Erde*, 1951, **3**, pp. 285-303, 5 fig.
[453] Valentin (H.). — Present vertical movements of the British Isles. *Geogr. Journ.*, 1953, **119**, pp. 299-305, 2 fig.
[454] Valentin (H.). — Gegenwärtige Vertikalbewegungen den Britischen Inseln und des Meeres Spiegel. *Deutsch. Geogr. Tag. Essen*, 1953, pp. 148-153, 6 fig.
[455] Valentin (H.). — Die Grenze der letzten Vereisungen im Nordseeraum. *Deutsch Geogr. Tag. Hamburg*, 1955, pp. 359- , 4 cartes dépl.
[456] Van Bemmelen (R. W.). — The cause and mechanism of igneous intrusion, with some scottish examples. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 1935-36, **19**, 3, pp. 453-492, 12 fig.
[457] Vogt (J.). — Erosion différentielle des granites de l'Abitibi. *Com. Trav. Hist. et Scientif.-Sect. Geogr. Bull.*, 1957, **70**, pp. 131-134, 3 fig.
[458] Walker (F.). — The geology of the Shiant Islands. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1930, **86**, pp. 355-398.
[459] Walton (K.). — Ancient elements in the coastline of North-East Scotland, *in Geogr. Essays in Mem. of.* A. G. Ogilvie, 1959, pp. 93-109, 2 fig., 1 h. t.
[460] Waters (R. S.). — Differential weathering and erosion on oldlands. *Geogr. Journ.*, 1957, **123**, pp. 501-509, 2 fig.
[461] Waterston (G.). — Fair Isle. *Scot. Geogr. Mag.*, 1946, **62-63**, pp. 111-116, 2 h. t.
[462] Watson (W. R.). — The glaciation of the Highland Border District of SE Perthshire. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1945, **1**, **14**, pp. 8-20, 3 fig., 1 h. t.
[463] Wegmann (E.). — Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée. *Bull. Com. Géol. Finlande*, 1947, p. 223.
[464] Wegmann (E.). — La flexure axiale de la Driva et quelques problèmes structuraux des Calédonides. *Norsk. Geol. Tiddsk.*, 1959, **39**, pp. 25-74, 4 fig., 1 h. t.
[465] Wegmann (E.). — Spätphasen im Grundgebirge. *Geol. Rundschau*, 1962, **52**, pp. 169-184, 1 fig.
[466] Wells (M. K.). — The structure and petrology of the hypersthene-gabbro intrusion, Ardnamurchan, Argyllshire. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1953, **109**, pp. 367-397, 9 fig. 3 h. t.
[467] Whitten (E. H. T.). — Systematic quantitative areal variation in five granitic massifs from India, Canada and Great Britain. *Journ. Geol.*, 1961, **69**, pp. 619-646, 11 fig.
[468] Wilhelmy (H.). — *Klimamorphologie der Massengesteine*. Braunschweig, 1958, 238 p., 137 fig.
[469] Williams (P. J.). — Climatic factors controling the distribution of certain frozen ground phenomena. *Geogr. Annaler*, 1961, **43**, pp. 339-347, 5 fig.
[470] Wills (L. J.). — *A palaeogeographical Atlas of the British Isles and adjacent parts of Europe*. Londres, Glasgow, Blackie, 1952, 64 p., 22 h. t.
[471] Wilson (G. V.). — A quartz vein system in the Moine series near Melness, A' Mhoine, N. Sutherland, and its tectonic significance. *Geol. Mag.*, 1952, **89**, pp. 141-144, 1 fig., 1 h. t.
[472] Wilson (G. V.). — *The Geology of the Orkneys*. Mem. Geol. Surv. Scot., 1935, 205 p., 36 fig., 9 h. t.
[473] Wilson (G. V.), Knox (J.). — The Geology of the Orkney and Shetland Islands. *Proc. Geol. Ass.*, 1936, **47**, pp. 270-282, 2 h. t.
[474] Wilson (G. V.) et *al.* — *in Summ. of. Progress. of the Geol. Survey*, 1934 à 1938.

[475] Wilson (G.), Watson (J.), Sutton (J.). — Current-bedding in the Moine series of north-western Scotland. *Geol. Mag.*, 1953, **90**, pp. 377-387, 2 fig.

[476] Wilson-Dougal (J.). — Observations on the geology of Lewis. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1928, **12**, pp. 12-18, 2 h. t.

[477] Woldstedt (P.). — *Das Eiszeitalter*, 1958, chap. 3, pp. 73-104, chap. 5, pp. 159-161.

[478] Wooldridge (S. W.). — The Upland plains of Britain : their origin and geographical significance. *Adv. Sc.*, 1950, **26**, p. 162.

[479] Wright (W. B.). — On a preglacial shoreline in the Western Isles of Scotland. *Geol. Mag.*, 1911, **48**, pp. 97-109, 4 fig., 1 h. t.

[480] Wright (W. B.). — The raised beaches of the British Isles. U.G.I. *Rapport de la Commission des terrasses pliocènes et pléistocènes*, 1928, pp. 99-106.

[481] Wright (W. B.). — *The Quaternary Ice Age*. 2e éd. 1936, Londres, Mac Millan, 478 p., 155 fig., 23 h. t.

[482] Wright (W. B.) and Peach (A. M.). — The neolithic remains of Colonsay, in the Western Isles of Scotland. *Geol. Mag.*, 1911, **48**, pp. 164-175, 6 fig.

INDEX
DES PRINCIPAUX THÈMES DE GÉOMORPHOLOGIE GÉNÉRALE

Les chiffres **en caractères gras** renvoient aux passages les plus importants

A

Altération actuelle et postglaciaire, 254, 259, 271, 272, 287, 297, 310, 315, 323, 345, 357, 379-380, 405, 415, 417, 432, 447, 459, 485, 523, **633-634**.
Altérites préglaciaires, 134, 142, 143, 152, 157, 161, 170, 179, 196, 207-209, 222, 229-230, 238, 245, 253, 259, 341, 345, 346, 349, 351, 356, 365, 376-377, 378, 390, 399-400, 417-419, 450, 451, 483, 503, 522, **586**, **601**, 612, **613-615**, 636.
Alvéole de crypto-décomposition, 376, 399, **417-419**, 432, 433, 435, 466, 467, **586-587**, 612.
Anthropique (érosion), 167, 170, 296, 323, 380, 405-406, 420, 424, 454, 474, 485, 507, 523, 631, 632, **634-636**.
Appalachien (modelé), 178-181, 194, 232, 460, 462, 463-465, 495-496, 506, 518-520, 549-550, 565-566, 569, 583.
« Auge de ligne de faille », 157, 164, 170, 195, 207, 221, 228-229, 238, 267, 277, 321, **330-332**, **355**, 398-399, 500, 503, **611-612**, 614, 636.

B

Biotite (rôle de la ...), 200, 201, 226, 232, 233, 258, 259, 260, 275, 280, 284, 287, 290, 310, 338, 340, 341, 345, 346, 370, 375, 387, 432, 433, 434, 459, 516, 518, 549, **595-597**, 600.
Boutonnière ou anticlinal défoncé, 182, 194, 387, 390, 453, 463-465, 467, 548-549.

C

Caldeira, 90-91, 96-97, 98-99, 409, 413, 431, 433, 461, 468, 473-474, 476, 599, 600.
Capture, 107, 109, **110**, 183, 320, 334, 456, 479, 501-502, 506.
Charriages anciens (rôle morphologique des ...), **129-130**, 137, 138, 146, 148, 149, 150, 155, 156, 157, 164, 165, 183, **193-194**, 200, 201, **240-243**, 590.
Cirque glaciaire, 124, 138, 150, 166, 189, 227, 228, 234, 244, 270, 277, 368, 379, 401-402, 419, 449, 453, 470, 474, 553, **606-609**.
Cone-sheets (dispositif et modelé des ...), 85, **93-94**, 95, 97, 98, 99, 366, 367, 368, 424, 425, 428-430, 431, 453, 463, 466, 468, **470-471**, 476, 481, 599.
Cuesta de basalte, 389, **391-395**, 427, 436, 438, 442, 443, 448-451, 452-456, 461, 462, 577, 578.
Cuesta de sédiments, 146, 160, 186, 188, 192, 389, 390, 491, 492, 504, 510, 513, 535, 548, 568.
Cuvette ou bassin d'érosion différentielle, 147-149, 174, 231-235, 258-259, 288-291, 326, 343-347, 351, 365, 416-417, 430, 432, 433, 434, 471, 581, 583, 587, 613.

D

Diaclases et macro-fissuration (rôle), 133, 134, **141-142**, 154, 166, 200, 201, 214-215, 216-217, 220, 221, 232, 234, 236, 242-243, 244, 254, 258, 259-260, 268, 269, 271-272, 274, 280, 281, 284, 288, 290, 303, 311, 315, 340, 341, 343, 345, 351, 353, 365, 367, 370, 389, 401, 415, 416, 417, 432, 433, 434, 449, 459, 475-476, 478, 501, 516, 518, 549, 565, **587**, 589, **590**, 599, 602, 627.
Diorites (comportement des ...), 258-259, 341, 600, 633.
Dissymétrie morphologique de l'Ecosse du Nord, **105-108**, 111, **115**, 563, **610**, 626.

E

« Ecossaise » (surface d'aplanissement), 125, 144-147, 149, 154-155, 165, 169, 171-174, 181-182, 187-188, 190-191, 194, 227, 236, 254, 256-257, 266-267, 269, 274, 279-281, 284-285, 291, 305, 316, 318, 326, 343, 345, 351, 363, 365, 374-375, 387-389, 390, 393-394, 396-397, 411-413, 426-427, 433, 441-442, 450, 452-454, 460, 463, 467, 474, 491, 493, 495, 500-501, 504-506, 511, 514, 516, 519-520, 534, 545-546, 548-549, 552, 564-565, 568, **573**, 577, 578, **579-583**, 587, 601, 612.

F

Faille quaternaire, **391-392**, 403, 629.
Faille tertiaire et rejeu tertiaire de faille, 161, 163, 164, 172, 174, **185-188**, 191, 226-227, 237, 354, 383, 387, 391, 393, 396, 397, 409, 446-448, 453, 497, 499, 504, 510, 563, 565, 573, 577, 584.
Feldspaths (rôle des ...), 147, 149, 200, 220, 226, 232, 234, 235, 254, 260, 280, 281, 290, 312, 328, 416, 476, 516, 518, **597**, 598.
Fetch (rôle du ...), 130, 196, 217, 230, 239, 406-408, 409, 420, 461, 483, 484, 524, 529-530, 533, 539, 544, 555, 556, 626, 627, 628.
Fjord, 227, 228-229, 609, 610, 611.
Fluvio-glaciaire (gorge et incision d'origine ...), 143, 157, 158, 195, 224-225, 261, 292-293, 294-296, 321-322, 334-335, 357, 400, 418, 435, 456, 480, 502, 507, 508, 521, 522, 523, 537, 538, 554-555, 618, **619-621**.
Fractures radio-concentriques (système de ...), **103**, 160, 219, 240, 460, 462, 465-467, 468.

G

Gabbros tertiaires (modelé des ...), **364-368**, 376-377, 379, 414, 416, 417, 431, 432, 433-435, 471, **472**, 473, 592, 599, 633.

Galets (nature lithologique et émoussé des ...), 123, **132**, 141, 158, 165, 176, 179-180, 188, 202, 203, 222, 224, 255, 302, 303, 312-313, 327, 329, 342, 347, 349, 350, 358, 372, 373, 493-494, 495, 508, 525-533, **589**, **615-616**, 622.
Gélivité des volumes rocheux saillants, 127, 138, 139, 145, 147, 150, 166, 168, 179, 277, 302, 307, 326, 371, 372, 416, 450, 468, 470, 476, 478, 492-493, 496, 565, 566, 602.
« Geo », 214, 215, 216, 265, **541-542**, 556, 627.
Géoflexure transversale, 113, 116, **117**, 318, 386, 575, 577, 580.
Glaciaire (efficacité de l'érosion ...), 128, 130, 134, 143, 145, 152, 155, 161, 164, 170, 183-184, 206-209, 227, 228, 237, 243, 261, 282, 292-294, 319-321, 330-334, 349, 355-357, 377-379, 398, 465, 474, 480, 483, 502-503, 520, 523, 535, 553, 554, 563, 602, 603, **606-617**, 636.
Glissement de terrain, 394, **402-404**, 423-424, 450, 454, 455, 456, **629-630**.
Granites d'anatexie ou « Older granites » (modelé des ...), 199-200, 254, 260, 275, 280, 310-312, 314-316, 338, 496, 568, 578, 591-598.
Granites batholitiques calédoniens ou « newer granites » (modelé des ...), 149, 269-272, 286-291, 312, 327-329, 339-342, 342-352, 458-459, 496-497, 501, 514, 516, 518, 549, 568, 591-598, 600.
Granites et granito-gneiss précambriens (modelé des ...), 132, 133, 220, 226, 231, 234, 591-598.
Granites tertiaires ou « granophyres » (modelé des ...), **369-373**, 376, 377, 379, 380, 387, 390, 415, 432, 434, 462, 466-467, 471, **473-477**, 591-598, 599, 601, 633.
Granulométrie des sables, 134, 135, 174, 196, 223, 248, 263, 482-483, 521, 522, 618.

H

Hiérarchie régionale de résistance des roches, 158, 164, 276, 290, 302, 338, 343, 365, 369, 372, 375, 414, 415, 417, 430, 434, 478, 550, 566, 586, 599, **600-602**.

I

Infrabasaltique (topographie...), 88, **381-384**, 410-411, 422, 425, 427-428, **437-439**, 462, **571**.
Infracambrienne (surface...), 125, **138**, 146, 164, **565-566**.
Infracénomanienne (surface...), 428, 438, **439**, **570-572**, 574.
Infradévonienne ou infra-Vieux-Grès-Rouge (surface...), 256, 257, 275, 316-317, **490-499**, 511, 514, 516, 519, 549, **566-569**, 636.
Infratorridonienne (topographie...), 122, 123, 124, 136, 139, 140, 141, 144, 145, 147, **152-153**, 159, 160, 165, **169**, 170, 171, 174, 175, 198, 202, **564-565**, 636.
Infratriasique (surface...), 188, 192, 438, 455, 465, **569-570**, 571.
Inselberg, inselgebirge, **143-147**, **153-154**, 159, 166, 180, 199-201, 255, 256, 266, 267, 268, 269, 274, 279, 396, 398, 413, 422, 519, 567, **579-580**.
« Intermédiaire » (surface d'aplanissement ...), 125, 129, 137, 146, 151, 154-155, 164-165, 169, 182, 187, 190-191, 221, 235, 253-254, 266, 275, 284, 304, 307-308, 318, 325, 340, 343, 351, 363, 374, 393, 396-397, 411, 413, 415-416, 439-441, 449-450, 452-453, 456, 460, 470, 475, 479, 491, 497, 500, 501, 503-506, 513-514, 518, 520, 545-546, 552, 556, 567, **573**, **576-579**, 580.
Irrégularisation du rivage, 124-125, 214, 264, 436, 540, **627**.

K

Karstique (modelé ...), 128, 148, 375, 404-405.

L

Lits rouges intra-basaltiques et sous-basaltiques, 88, **384-385**.

M

Marine (valeur actuelle de l'érosion ...), 218-219, 230, 239, 407, 539, 544, 556, 557, **628-629**.
Méandre encaissé préglaciaire, 154, 164, 293-294, 333, 356, 452, 477, 613.
Mesa, 388, 389.
Micro-climats du sol, 32, **34-37**, 582, 630, 631.
Micro-fissuration des cristaux de quartz (rôle de la ...), 149, 226, 233, 272, 284, 287, 290, 310, 312, 328, 345, 370, 459, 516, 518, **589**, 592, 593, 594, 595, 599, 601, 602.
Morphoscopie des grains de quartz, 82, 134, 135, 155, 174, 196, 222, 248-249, 263, 482, 483, 521, **616-617**, 618, 631.
Mylonites (place dans le modelé ...), 130, 241, **590**.

P

Paléosol de type méditerranéen, 128, 143, 148, 190, **585**. 601.
Péridotites (modelé des ...), 365, 414, 417, 418, 419.
Périglaciaire (sols géométriques d'origine ...), 151, 168, 234, 256, 268, 269, 278-279, 379, 405, 419-420, 485-487, **632**.
Périglaciaire (terrassettes d'origine ...), 167, 234, 256, 267, 268, **277-278**, 405, 524, **632-633**.
Plate-forme d'abrasion marine préglaciaire ou interglaciaire, 209-212, 436, 454, 455-456, 483-484, 613, 622, 628.
Pliocène (niveau d'aplanissement ...), 125, 127-128, 132, 134, 139-140, 143, 149, 153-154, 159, 161, 172-174, 180, 184, 187, 190, 191, 197-199, 204-205, 227, 236-237, 253, 257, 258, 270, 274, 280, 282, 285, 288, 291, 325, 389-390, 393, 394, 396, 397, 413, 416, 417, 419, 421, 426, 428, 433, 442-443, 449-450, 452-453, 456-458, 460, 463, 467, 502-505, 511, 516, 519, 534, 545-550, 553, 564-565, **573**, **583-587**, 597, 599, 612.
Porosité (rôle de la ...), 168, 287, 370, 434, **435**, **588**, **592-594**, 599, 601.
Postglaciaire (creusement linéaire...), 239, 297, 323, 357-358, 380-381, 406, 424, 484, 485, 510, 523, 555.
Préglaciaire (reprise d'érosion d'âge...), 154, 160, 245, 253, 375-377, 398, 399, 465, 474, 507, 520, 523, 536, 551, 553, 584, **586-587**, 601, 611, 617.

Q

Quartz (rôle de la teneur en ...), 149, 201, 220, 232, 272, 341, 345, 370, 415, 459, 476, 516, **594-595**, 597.

R

Ring-dykes (dispositif et modelé des...), 92, **93-94**, 95, 96, 97, 98, 99, 410, 416, 424, 430, 431, 433-435, 468, 471, 474, 476, 477.
Rivage bas de période froide, 128, 130, 136, 334, 408, 541, 543, 558-559, 613.
Rivage soulevé postglaciaire, 129, 130, 131, 136, 154, 163, 176, 177, 213-214, 246-247, 264, 359, 407, 423, 454, 455, 467, **525-533**, 542-543, 623, **625-626**.
Rivage soulevé tardiglaciaire, 163, 175, **176-177**, 189, 196, 263, 264, 359, 418, 420, 423, 436, 458, 467, 481, 482, 502, 507, 509, 520, 521, 522, 523, **525-533**, 542, **623-624**.
Roches vertes (place dans le modelé des...), 168, 169, 178, 179, 233, 244-245, 260, 301, 337, 598. ,

S

Schistes cristallins pélitiques (place dans le modelé des...), 260, 276-277, 302, 305, 307, 326-327, 339, **601-602**.
Sillon sous-marin, 111, 112, 113, **114**.
Subsidence actuelle, 205-206, 557-558.
« Supérieure » (surface...), 137, 151, 166, 168, 181, 187, 266, 270, 276, 304, 307, 325, 468, 571, **573**, **574-575**, 587, 601.
Supra-glaciaire (modelé...), 221, 227, 243, 267, 271, 277, 379, **604-606**, 631.

T

Taille du grain (rôle de la ...), 234, 254, 272, 275, 287, 303, 310, 337, 338, 370, 387, 414, 432, 516, 518, 549, **588**, **591**.
Tardiglaciaire (ravins de façonnement ...), 129, 130, 158, 176, 177, 262, 294, 296, 335-336, 380, 401, 404, 447, 467, 509, 521, 522, 524, 538, 543, 554, 555, 556, **620-621**.
Texture (rôle de la ...), 149, 201, 220, 232, 234, 235, 241, 260, 338, 340, 370, 371, 414, 415, 432, 434, 459, 476, 516, **598-599**, 601, 602.
« Tor », 221, **271-272**, **600**, **604-605**.
Tourbe submergée, 131, 206, 213, 247, 557, 623, 624-625.
Transfluence glaciaire, 107, 109, 112, 114, 243, 282, 291, 292, 319, 552, 554, 612.
« Trap » (= topographie en escalier), 87, **385-386**, 396, 421, 446-447, 452.

V

« Volcan écossais », **93**, **94**, 96, 98, 361, 424, 425, 427, 436, 473.
« Volcano-appalachien » (modelé...), **426-427**, 433, 443, 468, **470-479**, 636.

TABLEAUX HORS-TEXTE

Tableau I.

Précipitations. Intensités classées. Fréquences cumulées des intensités. Maximum journalier au Ben Nevis (1888-1904) ..... *face page* 637

Tableau II.

Nombre de jours de gel au sol (1944-1960). ..... *face page* 637

Tableau III.

Nombre de jours de gel et nombre de jours de gel/dégel au Ben Nevis et à Fort-William (1888-1904 et 1890-1904) ..... *face page* 638

Tableau IV.

Minimum nocturne le plus bas de l'année ..... *face page* 638

Tableau V.

Les valeurs des pendages du Vieux-Grès-Rouge.

1. Bordure est du Sutherland. ..... *face page* 639
2. Caithness..... *face page* 639
3. Orcades..... *face page* 640

Tableau VI.

Les directions des pendages du Vieux-Grès-Rouge.

1. Bordure ouest du Moray Firth. ..... *face page* 641
2. Caithness..... *face page* 641
3. Orcades..... *face page* 642

Tableau VII.

Morphoscopie des grains de quartz de quelques formations sableuses.

1. Côtes nord et nord-ouest. ..... *face page* 643
2. Les Hébrides externes. ..... *face page* 644
3. Mull et Kingairloch. ..... *face page* 645
4. La côte orientale (Moray Firth) ..... *face page* 646
5. Grès cénomanien du Morvern. ..... *face page* 647
6. Grès torridonien d'An Teallach. ..... *face page* 647

Tableau VIII.

Analyses de la fraction argileuse de quelques paléosols.

1. Les lits intrabasaltiques et sous-basaltiques. ..... *face page* 648
2. Les paléosols rouges des calcaires dolomitiques. ..... *face page* 648
3. Les produits de l'altération ancienne du socle. ..... *face page* 649
4. L'altération postglaciaire. ..... *face page* 650

Tableau IX.

Rôle morphologique, caractères physiques et minéralogiques de quelques ensembles pétrographiques de l'Ecosse du Nord-Ouest.

1. Région côtière du Nord-Ouest. ..... *face page* 651
2. Les Hébrides externes. ..... *face page* 651
3. Le centre du Mainland septentrional. ..... *face page* 652
4. Le Mainland méridional. ..... *face page* 653
5. Les régions de volcanisme tertiaire. ..... *face page* 654
6. Les régions bordières de la Mer du Nord. ..... *face page* 655

TABLE DES FIGURES

Introduction

Figures — Pages

1. Carte de localisation ..... *entre* 12-13

Chapitre I

2. Fréquence annuelle des perturbations en Europe nord-occidentale 16
3. Quelques exemples caractéristiques de périodes mensuelles dépressionnaires en Ecosse du Nord 17
4. Ben Nevis. 1 : Fréquence des vents de vitesse supérieure à 80 km/h; 2 : Moyenne des maxima journaliers de précipitations dans le mois 20
5. Hauteur annuelle des précipitations dans le NW de l'Ecosse ..... *entre* 20-21
6. Régimes des précipitations dans quelques stations du Nord de l'Ecosse 22
7. Courbes ombrothermiques d'Inverness (A) et de Fort-William (B) 23
8. Coefficients pluviométriques mensuels au Ben Nevis et à Fort-William 23
9. Coefficients pluviométriques mensuels 24
10. Fréquence des intensités de précipitations à Stornoway et à Fort-William 25
11. Epaisseur de la neige au Ben Nevis 27
12. Ben Nevis : courbe des températures moyennes 28
13. Quelques exemples de régimes du gel au sol en Ecosse du Nord 29
14. Gel et gel-dégel au Ben Nevis (moy. 1888-1904) et à Fort-William (moy. 1890-1904) 30
15. Répartition de la végétation de type arctico-alpin dans le Nord-Ouest de l'Ecosse 33

Chapitre II

16. Carte structurale d'ensemble 38
17. Carte structurale de l'avant-pays : le socle et les vieux éléments de couverture 41
18. Les intrusions du socle moinien 54
19. Histogrammes des valeurs de pendages dans les terrains moiniens et torridoniens du Nord de l'Ecosse 55
20. Les charriages calédoniens de l'Ecosse du Nord-Ouest 62
21. Le Vieux-Grès-Rouge en Ecosse du Nord-Ouest 65
22. Courbes de fréquence cumulée des valeurs de pendages dans le Vieux-Grès-Rouge du Nord de l'Ecosse. 70
23. Les directions de pendages du Vieux-Grès-Rouge en Ecosse du Nord-Ouest 71
24. Les conglomérats triasiques de Laide et d'Applecross 75
25. Histogramme des longueurs des éléments du conglomérat kimmeridgien à Helmsdale 80
26. La zone volcanique de l'Ecosse occidentale 90
27. Organisation structurale du volcan de type écossais 94

Chapitre III

28. Hiérarchisation dans le bassin de la rivière Naver ..... *entre* 108-109

Chapitre IV

29. La péninsule au SE du Cap Wrath (Parph) 123
30. Conglomérat de base du Torridonien. Presqu'île du Cap Wrath 123
31. Conglomérat de base du Torridonien à Farrmheal 124
32. Moraine à 500 m de Gualin House 124
33. Coupe du Cap Wrath au Cnoc Maovally 126
34. Coupe à travers le fossé du Kyle of Durness 127
35. Diagramme pollinique de la tourbe du fond du Loch Eriboll 131
36. Coupe à travers le bas plateau côtier au Nord du Loch Inchard jusqu'au massif du Foinaven 131
37. Coupe à travers les plateaux côtiers de l'île de Handa au B. Stack 132
38. La région au SW de la Riv. Laxford 133
39. Alluvions de la Rivière Laxford 133
40. Courbes granulométriques cumulatives de quelques formations sableuses des côtes nord et nord-ouest. Echelle semi-logarithmique 135
41. Coupe à travers la terminaison sud-ouest du massif de Reay Forest 137
42. Conglomérat de base du Torridonien à Clashnessie Bay 140
43. Conglomérat de Torridonien. Presqu'île de Rhu Stoer 141
44. Coupe montrant le contact entre le plateau côtier et le Suilven 145
45. Coupe montrant comment les inselbergs du Canisp et du B. Gharbh reposent sur le plateau côtier 145
46. Le centre de la région d'Assynt 147
47. La partie NE de la région de Coigach 152
48. Coupes à travers le Nord-Ouest du Coigach pour montrer le contact des inselbergs avec le plateau côtier 153
49. Types d'escarpements dérivés des charriages post-cambriens au Sud-Ouest de Knockan 156
50. Coupe depuis le B. More Coigach jusqu'au B. Donuill 157
51. La région du Strath Kanaird 157
52. Emoussé « à vue » des galets de 50 à 150 mm compris dans les formations fluvio-glaciaires de la Rivière Kanaird 158
53. Environs de Gruinard Bay 160
54. Coupe depuis la péninsule de Rudha Mòr jusqu'au massif de Fisherfield Forest 162
55. Emoussés « à vue » des galets de la rivière Dundonnell à Dundonnel House 165
56. Coupe à travers les montagnes de la bordure nord-est du Loch Maree 167
57. Coupe à travers la vallée moyenne du Loch Maree et les montagnes de la bordure nord-est 168
58. Les environs du Slioch 169
59. Coupe à travers la péninsule de Rubha Reidh 172
60. Coupes à travers la péninsule située au Sud du Loch Gairloch 173
61. Région de Diabaig 175
62. Baie de Torridon. Emoussé des galets de grès torridonien 176
63. La région comprise entre le Loch Gairloch et le Loch Maree 178
64. Cailloux compris dans la moraine située à 2 km à l'WSW du Loch Tollie 180
65. Coupe à travers la péninsule d'Applecross 185
66. Les environs d'Applecross 186
67. Région de Breakish (Skye) 192
68. Le relief appalachien d'Ord et de Tokavaig, Sleat (Skye) 193

Chapitre V

69. Coupe à travers le Nord de Lewis, du B. Barvas à la presqu'île d'Eye 200
70. Histogramme des longueurs des cailloux compris dans le conglomérat torridonien (?) des environs de Stac Swordale (Lewis) 202
71. Conglomérat torridonien (?) Stac Swordale, Eye (Lewis) 203
72. Conglomérat torridonien (?) Baie du Nord de Garrasbost, Eye (Lewis) 203

73. Coupe montrant le contact entre les plateaux de North Harris et la dépression du Sud de Lewis 206
74. Matériel morainique de Seaforth Head 207
75. Détail de la côte au Nord-Ouest du Loch Shader 208
76. Croquis semi-schématique montrant la roche décomposée sous la moraine, Great Bernera (Lewis) .. 209
77. Histogramme des longueurs des galets de la plage ancienne + 4 m à Cunndal (Lewis) 211
78. Croquis schématique de la baie située au NE d'Aird, More Bragor (Lewis) 212
79. Taille des galets de plus d'un centimètre à Portvoller Bay (Lewis) 213
80. Plage actuelle de Portnaguran 216
81. Coupe montrant le contact entre le plateau côtier et les montagnes du Sud-Ouest de Lewis 220
82. Histogramme des longueurs des blocs du sommet du Mealisval (Lewis) 220
83. Galets du cône de transition fluvio-glaciaire de Carnish (Lewis) 222
84. Courbes granulométriques cumulatives de quelques formations sableuses des Hébrides externes 223
85. Emoussé « à vue » des cailloux de plus de 50 mm compris dans la moraine terminale de l'émissaire du Loch Stacsavat (Lewis) 224
86. La gorge du Glen Valtos (Lewis) 225
87. Les environs d'Uig (Lewis) 225
88. Coupes schématiques sur des bordures de versants 229
89. L'extrémité méridionale de South Harris 231
90. Coupe à travers l'extrémité méridionale de South Harris 232
91. Coupe à travers South Harris dans le sens NE-SW 234
92. Coupe transversale à travers South Harris 236
93. La partie ouest du Braigh-nam-Bagh (Harris) 236
94. Coupes à travers le bourrelet montagneux de South Uist 240
95. La partie centrale du bourrelet montagneux de South Uist 242
96. Les îles de Barra et de Vatersay (Hébrides externes) 242

Chapitre VI

97. Coupe à travers les plateaux du Nord-Est du Sutherland et du Caithness méridional 252
98. Conglomérat de Vieux-Grès-Rouge du Ben Griam More 255
99. Emoussés « à vue » des galets compris dans les formations fluvio-glaciaires de la rivière Halladale inférieure 262
100. Coupe du B. Hope au massif du B. Loyal 269
101. Coupe à travers le Sutherland depuis le B. Hee jusqu'au massif du B. Klibreck et aux plateaux du B. Klibreck et aux plateaux du B. Armine Forest 273
102. Détail de la morphologie du Ben Klibreck 278
103. Coupe à travers le Strath Naver Supérieur 281
104. Coupes à travers la cuvette granitique du batholite de Langwell 289
105. La partie moyenne du Strath Oykell 293

Chapitre VII

106. Emoussés « à vue » des galets compris dans les formations fluvio-glaciaires de la rivière Meig vers Glenmeanie 302
107. Emoussés « à vue » des galets de 5 à 12 cm compris dans les formations fluvio-glaciaires de la région d'Achnasheen 303
108. Coupe à travers le massif du Ben Wyvis, depuis la bordure de la cuvette d'Inchbae jusqu'à la presqu'île de Black Isle 306
109. Coupe à travers l'Easter Ross depuis le massif du Càrn Chuinneag jusqu'à Struie Hill à proximité du Dornoch Firth 309
110. Emoussés « à vue » des galets de 8 à 15 cm compris dans les formations fluvio-glaciaires de l'Allt Dearg et du Strath Rory 313
111. Région d'Inchbae 313
112. Coupes à travers la cuvette d'Inchbae 314
113. Nature lithologique, taille et émoussés « à vue » des alluvions du Glen Moriston (en aval du Loch Cluanie) et du Glen Loy (au Nord de Fort-William) 329
114. Coupes à travers le batholite de Morvern-Strontian 342
115. Coupes à travers le Morvern montrant la terminaison des coulées de basalte sur le socle 344

116. Nature lithologique et taille des alluvions de plus de 50 mm du Gleann Geal (Morvern) 348
117. Le matériel de la moraine de Steall an Eisg (Morvern) 349
118. Nature lithologique et taille des galets de plus de 50 mm du Glen Galmadale (Kingairloch) 350
119. Emoussés « à vue » des cailloux de l'Allt na Criche (Arisaig) 358

Chapitre VIII

120. Esquisse morphologique de la partie volcanique de Skye ..... *entre* 364-365
121. Les environs du Loch Coruisk 366
122. Le versant SE du Blaven (Skye) 367
123. Composition lithologique et émoussés « à vue » des cailloux compris dans la moraine de la partie centrale du Strath Mhor (Skye) 372
124. Alluvions de la terrasse de l'Allt Strollamus (Skye) 373
125. La gorge de Glenbrittle (Skye) 376
126. Coupes à travers le Sud-Est de la partie volcanique de Skye 388
127. Deux coupes à travers la cuesta de Trotternish 395
128. Région de Waterstein (Skye) 395
129. La région au SE de Bracadale (Skye) 396
130. Coupe topographique à travers les plateaux basaltiques du Nord-Ouest de Skye 398
131. Détail de la topographie de glissement de terrain aux environs de Quirang, partie nord 403
132. Détail de la topographie de glissement de terrain aux environs de Quirang, partie sud 403
133. Les environs de Portree (Skye) 404
134. Esquisse morphologique de Rhum 412
135. Les environs du Loch Long et le centre de Rhum 418
136. Esquisse morphologique de la partie volcanique d'Ardnamurchan 429
137. Les surfaces d'aplanissement dans l'île de Mull et dans la presqu'île du Morvern 440
138. Carte morphologique de l'île de Mull et des environs 444
139. Coupes à travers les plateaux basaltiques du Nord-Ouest de Mull 445
140. Emoussés « à vue » des cailloux de la rivière Aros (Mull) 446
141. La partie centrale du Morvern 448
142. Coupe dans la péninsule de Ross of Mull-Brolass 453
143. Coupe à travers le « bray » du Loch Don (partie centrale) 464
144. Les environs de Lochdonhead (Mull). 464
145. Le secteur sud-est de Mull 466
146. Coupes à travers la partie centrale de Mull 469
147. Coupe dans les plateaux qui dominent le Loch Buie au Nord-Ouest 472
148. Région du Loch Bà (Mull) 473
149. Histogramme des longueurs des cailloux formant les éboulis sur le versant nord du Beinn a' Ghraigh (Mull) 475
150. La région du Glen Forsa (Mull) 477
151. Courbes granulométriques cumulatives de quelques formations sableuses de Mull et du Kingairloch .. 481

Chapitre IX

152. Les types individuels de contact entre le socle et le Vieux-Grès-Rouge 492
153. Les galets du conglomérat du Vieux-Grès-Rouge de la région côtière orientale 494
154. Coupe à travers les plateaux situés à l'Ouest du Loch Ness 500
155. Emoussés « à vue » des galets de 4 à 10 cm compris dans les formations fluvio-glaciaires du Glen Glass. 508
156. L'arrière-pays de Brora en bordure du Moray Firth 512
157. Coupe en arrière de Brora 514
158. Coupe à travers le massif granitique de la région de Helmsdale 515
159. Le relief appalachien de Langwell Forest (Caithness méridional) 517
160. Coupes à travers Langwell Forest (Caithness méridional) 519
161. Courbes granulométriques cumulatives de quelques formations sableuses de la région côtière orientale (Moray Firth) 522
162. Les galets des plages soulevées de la côte orientale. Histogramme des tailles; émoussé « à vue »; nature lithologique 526

163. Les galets des plages soulevées de la côte orientale. Histogramme des tailles; émoussé « à vue »; nature lithologique 527
164. Nature lithologique des galets des plages soulevées 528
165. Plages soulevées de la côte orientale. Histogrammes des indices d'émoussé et d'aplatissement des galets de gneiss moinien 529
166. Plages soulevées de la côte orientale. Médianes des aplatissements et des émoussés des galets de gneiss 530
167. Plages soulevées de la côte orientale. Relations entre l'altitude des plages et les indices d'émoussé et d'aplatissement des galets de gneiss 531
168. Plages soulevées de la côte orientale. Corrélation entre l'indice d'émoussé et l'indice d'aplatissement des galets de gneiss 532
169. Altitudes des plages soulevées de la côte orientale 532
170. Disposition des plages soulevées sur un profil projeté 533
171. Esquisse morphologique des Orcades ..... *entre* 548-549

Chapitre X

172. Essai de corrélation entre l'altitude relative des reliefs du socle de l'Ecosse du Nord-Ouest et la grosseur du grain des roches constitutives exprimée indirectement par l'indice de Chayes 591
173. Essai de corrélation entre l'altitude relative des reliefs du Centre Nord et la porosité des roches granitiques constitutives 594
174. Essai de corrélation entre l'altitude relative des reliefs du socle de l'Ecosse du Nord-Ouest et la teneur en quartz des roches constitutives 595
175. Essai de corrélation entre l'altitude relative des reliefs du socle de l'Ecosse du Nord-Ouest et la teneur en biotite des roches constitutives 596
176. Essai de corrélation graphique entre l'altitude relative des reliefs du socle de l'Ecosse du Nord et l'indice d'altérabilité des roches constitutives 597

Chapitre XI

177. Répartition des sommets non recouverts de glace au cours du maximum glaciaire et tracé approximatif des isohypses de la carapace de glace 605
178. Orientation des cirques glaciaires 607
179. Altitude des cirques glaciaires : Profils projetés ..... *entre* 608-609
180. Composition morphoscopique et émoussé global des grains de quartz de quelques formations sableuses et gréseuses de l'Ecosse du Nord-Ouest 617

TABLE DES CARTES DÉPLIANTES

Pages

PLANCHE I. — Failles et fractures en Ecosse du Nord-Ouest ..... *entre* 102-103

PLANCHE II. — Réseau hydrographique et relief sous-marin en Ecosse du Nord-Ouest ..... *entre* 114-115

PLANCHE III. — Carte morphologique d'ensemble des Hébrides externes ..... *entre* 246-247

PLANCHE IV. — Carte morphologique d'ensemble du Nord et du Nord-Ouest du Mainland ..... *entre* 296-297

PLANCHE V. — Carte des topographies anciennes exhumées ..... *entre* 568-569

PLANCHE VI. — Les surfaces d'aplanissement tertiaires ..... *entre* 584-585

PLANCHE VII. — Carte des générations de cirques glaciaires ..... *entre* 608-609

TABLE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Photos		Pages
1.	La vallée glaciaire du Loch a' Choire Mhoir, au N du B. Wyvis	*entre* 36- 37
2.	Côte à organisation orthogonale au NNW de Tarbert	*entre* 134-135
3.	Vallon de gélivation dans le gneiss lewisien	*entre* 134-135
4.	Le flanc méridional du B. Arkle	*entre* 140-141
5.	Détail du contact entre le Torridonien et le Lewisien	*entre* 140-141
6.	Le cortège d'inselbergs	*entre* 144-145
7.	Le knick du flanc nord du Suilven	*entre* 144-145
8.	Champ de cercles de pierres géants du B. an Fhurain	*entre* 150-151
9.	Cercle de pierres géant du B. an Fhurain	*entre* 150-151
10.	Les formes périglaciaires mineures d'An Teallach	*entre* 168-169
11.	La terminaison du B. Airigh Charr	*entre* 168-169
12.	La cuvette prétorridonienne du Lochan nan Breac	*entre* 184-185
13.	Le ravin affluent de l'Amhainn Cumhang a' Ghlinne	*entre* 184-185
14.	Coupe naturelle à travers un drumlin de South Harris	*entre* 238-239
15.	Coldbackie, Tongue Bay	*entre* 238-239
16.	Coupe naturelle à travers le granite du ruisseau d'Achentoul	*entre* 268-269
17.	Le sommet du B. Hee	*entre* 268-269
18.	An Caisteal (B. Loyal)	*entre* 272-273
19.	Détail d'un empilement de blocs au Sgor Chaonasaid (B. Loyal)	*entre* 272-273
20.	Le massif du B. Klibreck	*entre* 276-277
21.	Les terrassettes du Meall nan Con	*entre* 276-277
22.	Inveran. Détail d'un versant	*entre* 296-297
23.	Le Meall nan Ceapraichean et le B. Dearg	*entre* 296-297
24.	Chaos de blocs de gneiss œillé le long de la Black Water	*entre* 308-309
25.	La topographie du Carn an Liath Bhaid	*entre* 308-309
26.	Un exemple de ravinement actuel	*entre* 324-325
27.	Le versant nord du Glen More à l'W de Ratagan	*entre* 324-325
28.	Boules d'altération de la Strontian River	*entre* 352-353
29.	La partie supérieure du Loch Hourn	*entre* 352-353
30.	Le contact entre le gabbro et le granite à Skye	*entre* 366-367
31.	Détail de la topographie du sommet du Blaven	*entre* 366-367
32.	Détail d'une paroi au SE du Loch Coruisk	*entre* 368-369
33.	Le versant sud-est du Glamaig	*entre* 368-369
34.	Décomposition dans la gorge de Glenbrittle	*entre* 402-403
35.	Les glissements de terrain du Coire Foin (Skye)	*entre* 402-403
36.	La « reculée » du Glen Uig (Skye)	*entre* 404-405
37.	Champ de cercles de pierres au sommet du Storr	*entre* 406-407
38.	Niches de décollement sur le versant est du B. Meabost	*entre* 406-407
39.	Le Fionchra et l'Orval (Rhum)	*entre* 410-411
40.	Le sommet du Hallival (Rhum)	*entre* 414-415
41.	Détail de la topographie au sommet du Hallival	*entre* 414-415
42.	Détail d'une digitation d'eucrite dans le granite d'Harris	*entre* 416-417
43.	Harris (Rhum)	*entre* 416-417

44. Le grand escarpement basaltique de Cleadale (Eigg) ..... *entre* 422-423
45. La troisième caldeira d'Ardnamurchan ..... *entre* 434-435
46. Le front de la cuesta basaltique du Morvern ..... *entre* 434-435
47. L'escarpement semi-circulaire de Gribun (Mull) ..... *entre* 456-457
48. La falaise d'Aoineadh Thapuill, Ardmeanach (Mull) ..... *entre* 456-457
49. La boutonnière du Loch a'Ghleannain (Mull) ..... entre 464-465
50. Le versant sud de la vallée Loch Uisg-Loch Spelve ..... *entre* 464-465
51. L'éperon nord-ouest du B. a'Ghraig (Mull) ..... *entre* 478-479
52. Le bourrelet de felsite dominant le granite à l'E du B. a'Ghraig ..... *entre* 478-479
53. Les bordures de la baie de Calgary ..... *entre* 484-485
54. Le ravin de Hill of Fortrose ..... *entre* 508-509
55. Le ravin de Lariebuidhe (Glen Glass) ..... *entre* 508-509
56. L'échine de quartzite du Scaraben et le glacis de bordure ..... *entre* 520-521
57. L'érosion dans la tourbe du Creag Thoraraidh ..... *entre* 520-521
58. Les plages soulevées de Hilton of Capdoll ..... *entre* 524-525
59. Janetstown Harbour ..... *entre* 536-537
60. La gorge épigénique de la Dunbeath Water ..... *entre* 536-537
61. Deux types de falaises du Caithness ..... *entre* 540-541
62. La falaise au N de Fast Geo (Caithness) ..... *entre* 540-541
63. Ellens Goe ..... *entre* 542-543

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS 7
LIMITES DE L'ÉTUDE 11

PREMIÈRE PARTIE

ORIGINALITÉ DU CADRE PHYSIQUE

Chapitre I

LES CONDITIONS CLIMATIQUES ET PHYTOGÉOGRAPHIQUES ACTUELLES 15

1. — SITUATION DE L'ÉCOSSE DU NORD DANS LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE GÉNÉRALE 15
   a. Prédominance des temps perturbés d'Ouest. Les trajectoires. 15
   b. Les types de temps à neige 18
   c. Les types de temps anticycloniques 18

2. — LES CARACTÈRES DU CLIMAT ÉCOSSAIS DU NORD 19
   a. Le Vent 19
   Les régions côtières 19
   Les montagnes 20
   b. Les précipitations 21
   Le total moyen annuel 21
   Les types de régimes 22
   L'intensité 24
   c. La neige 26
   Les chutes de neige 26
   L'enneigement 26
   d. Le gel 28
   Le gel au sol 29
   Les alternances de gel-dégel 30
   L'intensité du gel 31

3. — VÉGÉTATION, CLIMATS LOCAUX ET MICROCLIMATS DU SOL 31
   a. L'étagement naturel et les modifications apportées par l'homme 31
   b. Les contrastes microclimatiques du sol 34
   Dans les hautes montagnes 34
   A basse altitude 34

Chapitre II

LES CONDITIONS STRUCTURALES ET PALÉOGÉOGRAPHIQUES 37

1. — La place de l'Écosse du Nord dans les grands événements géologiques 37

2. — Les socles et les vieux éléments de couverture 40

a. Le socle lewisien 40
Les roches 42
L'orthogneiss 42
Les sédiments 42
Les roches éruptives 42
Métamorphisme et tectonique 43

b. La couverture d'avant-pays 44
Le Torridonien 45
La datation 45
Les affleurements 45
L'épaisseur 46
Les trois groupes 46
Les conditions de dépôt 47
Le Cambrien 48
Les venues éruptives 50

c. Le socle moinien et ses intrusions 50
Les caractères d'ensemble 50
Les corrélations stratigraphiques 52
L'âge 53
Les intrusions 55
Les intrusions les plus vieilles 56
Les complexes d'injection 56
Les « Newer Granites » 57

d. L'orogénie calédonienne et les grands charriages 58
Le style 58
La direction axiale des plis 58
Le métamorphisme du Moinien et l'âge des mouvements tectoniques 59
Les charriages 61

e. La couverture de Vieux-Grès-Rouge et les mouvements tardifs 65
Les affleurements 66
Les épaisseurs 66
Les faciès 66
Les conditions de dépôt 68
Les efforts tectoniques et les plis 69
Les grandes failles 72

3. — Les sédiments et la paléogéographie du secondaire 74

a. Les phases de la sédimentation secondaire 74
Le Trias 74
Le Lias 76
Le Jurassique moyen 77
Le Jurassique supérieur 80
La discordance du Crétacé sur le Jurassique 81
Les sédiments crétacés 81

b. Les caractères de la sédimentation secondaire 82

c. Les oppositions régionales 83

4. — Le volcanisme tertiaire 84

a. Caractères d'ensemble 84

b. Les premiers épisodes volcaniques et les grandes coulées de laves 86
Les agglomérats volcaniques 86

Les laves basiques 86
La structure interne 87
Les conditions continentales 88
L'âge 88
La mise en place 89
c. Les grands complexes volcaniques 89
Les traits de ressemblance 89
Les types d'infrastructures volcaniques 92
Les combinaisons régionales 94
Skye 94
Rhum 95
Ardnamurchan 96
Mull 98
d. Les « essaims » de dykes 99
5. — Complexité du réseau de failles et de fractures 100
a. Vue d'ensemble 100
b. Etude régionale 101

Chapitre III

LES BASES DE LA DIVISION RÉGIONALE 105
1. — Le réseau hydrographique et ses fluctuations 105
a. Les oppositions Ouest-Est de part et d'autre de la ligne principale de partage des eaux 105
b. Le secteur méridional 108
c. Les vicissitudes du drainage dans la partie nord 108
2. — Les iles et le relief sous-marin 110
a. Le Moray Firth 110
b. L'archipel des Orcades et la plate-forme continentale de la côte nord. 111
c. La bordure atlantique; le Minch, la mer des Hébrides et leurs dépendances 111
L'ancienne ligne transversale de partage des eaux 112
Le Bassin du North Minch et ses dépendances 113
Le Little Minch, la mer des Hébrides et leurs dépendances 113
Le Loch Linnhe et ses prolongements 114
La plate-forme continentale à l'Ouest des Hébrides externes 114
Origine des sillons sous-marins 114
3. — Les principes du découpage régional 115
a. Le contraste fondamental entre l'Ouest et l'Est 115
b. Les oppositions entre le Nord et le Sud 115
c. Les grands traits de la division régionale 117

DEUXIÈME PARTIE

LES TYPES MORPHOLOGIQUES RÉGIONAUX

Chapitre IV

LES RELIEFS RÉSIDUELS DU NORD ET DU NORD-OUEST : LA RÉGION CÔTIÈRE DU NORD-OUEST 121
1. — De la côte nord au loch broom 122

a. Du cap Wrath au Loch Eriboll, un relief de blocs basculés 122
Le grand bloc occidental 122
Le demi-horst de Laid 125
Le fossé du Kyle of Durness 127
Le bassin du Loch Eriboll 129

b. Du Loch Inchard au Loch Glencoul : un bas plateau rocheux dominé par des « montagnes-éperons » 131
Les bas plateaux de gneiss lewisien 132
Les montagnes 136

c. La région du Loch Assynt 139
Le plateau côtier de l'Ouest 139
Les inselbergs allongés 143
Le Suilven 143
Le Quinag 145
Le Canisp 146
Le B. Gharbh 146
Les deux bassins intérieurs 147
Inchnadamph 148
Le bassin du Loch Urigill 148
La demi-couronne de montagnes et de plateaux 149

d. Le Coigach et les environs du Loch Broom 151
Les inselbergs 153
Le contact avec les plateaux 155

2. — Du loch broom a sleat (skye) 158
a. Du Loch Broom au Loch Maree 159
Le plateau côtier 159
Les montagnes 163
An Teallach 166
L'ensemble B. Airigh Charr-B Lair 167
Le Slioch 168

b. La faille du Loch Maree 169
Le Glen Docherty 170
Le Loch Maree 170
Entre Inveran et Poolewe 171
La bordure du Loch Ewe et la péninsule de Rubha Réidh 171

c. Les environs de Gairloch et de Torridon 172
Les régions côtières 173
Le relief appalachien 178
Le squelette d'un grand massif montagneux 181

d. La péninsule d'Applecross 184
Le rôle joué par les failles 185
Le problème de la surface infratriasique 188
L'évolution quaternaire 188

e. Les péninsules de Lochcarron, de Lochalsh et du Sud-Est de Skye 189
Les niveaux d'aplanissement 189
La morphologie structurale 192
L'évolution quaternaire 195

Chapitre V

LES RELIEFS RÉSIDUELS DU NORD ET DU NORD-OUEST : LES HÉBRIDES EXTERNES 197

1. — Le plateau de lewis 197
a. La surface d'érosion d'ensemble 197
b. Les buttes résiduelles et le rôle des différences lithologiques à l'intérieur du socle 199

c. Les fossés tectoniques de bordure 201
Le demi-graben de Broad Bay 201
Le fossé qui traverse Lewis 204

d. Le travail des glaciers 206

e. Les variations relatives du niveau marin 209
Les plates-formes côtières élevées 209
Un ancien rivage interglaciaire 210
Un rivage de période glaciaire 212
Les restes de rivages postglaciaires 213

f. L'érosion marine actuelle et l'évolution présente du littoral 214
Le rôle joué par la structure 214
Le rôle de l'exposition et du fetch 217
L'influence que peut avoir la topographie des roches polies 218
Quelques bilans locaux 218

2. — Les montagnes du sud de Lewis et de Harris 219

a. Le Sud-Ouest de Lewis 220
Les montagnes de granito-gneiss 220
Les phénomènes glaciaires et fluvio-glaciaires de la bordure nord 221

b. North Harris 226
Le rôle de la lithologie dans le modelé 226
La tectonique 226
Les transformations opérées au Quaternaire 227

c. South Harris 231
Les différences lithologiques 231
Les aplanissements 235
Le rôle morphologique joué par les failles et les zones de broyage 237
Le travail d'érosion postglaciaire 238

3. — La partie méridionale de l'archipel 239

a. La guirlande côtière des montagnes et collines de l'Est 240
La structure 240
La glaciation 243

b. Les secteurs déprimés 244
Les vestiges de bas plateaux 244
Les buttes 244
Le paysage amphibie 245

c. Les problèmes posés par l'analyse du littoral 246
Les vestiges de rivages anciens 246
Les signes de submersion 246
Les plaines sableuses littorales : « machair » 248

Chapitre VI

LES RELIEFS RÉSIDUELS DU NORD ET DU NORD-OUEST : LE CENTRE DU MAINLAND SEPTENTRIONAL 251

1. — Les plateaux côtiers septentrionaux 253

a. Les surfaces d'érosion 253
Le niveau pliocène 253
La surface intermédiaire 253
La surface écossaise 254

b. Les buttes de Vieux-Grès-Rouge 254
Dans la partie occidentale d'Achentoul Forest 255
Aux environs de Tongue 256
Le long de la côte septentrionale 257

c. Les bassins d'érosion différentielle dans le socle 258
Le bassin de Ribigill 258
Le bassin de Reay 258
d. Les grandes vallées méridiennes 259
Le rôle de la structure 259
Les actions glaciaires et fluvio-glaciaires 261
e. Le littoral 263
Les baies sableuses 263
Les témoignages de rivages anciens 263
L'évolution actuelle 264

2. — La cuvette du loch naver et les reliefs du pourtour 265
a. Les reliefs de gneiss moinien ordinaire 265
Le Ben Hope 266
Le Ben Hee 267
b. Les reliefs montagneux d'origine lithologique 269
Le Ben Loyal 269
Les reliefs qui entourent le Loch Coire 274
c. La cuvette du Loch Naver 279
L'unité et l'origine de la région déprimée 279
La structure 279
Les axes hydrographiques hétéroclites 281

3. — Le bassin du loch shin et les bas plateaux adjacents 283
a. Les paysages des gneiss 283
L'homogénéité lithologique 283
Les aplanissements 284
La tectonique 285
b. Les paysages des granites 286
Les « granites résistants » 286
Les « granites tendres » 288
c. Les transformations du relief au Quaternaire 291
Le travail de l'érosion glaciaire 291
L'érosion fluvio-glaciaire 294
Les transformations ultérieures 296

Chapitre VII

RELIEFS MONTAGNEUX DE DISSECTION ET PLATEAUX ASSOCIÉS : LE SOCLE DU MAINLAND MÉRIDIONAL 299

1. — Massifs montagneux et cuvettes du ross-shire 300
a. La barrière montagneuse occidentale 301
L'influence de la structure 301
Les surfaces d'aplanissement 304
b. La barrière de montagnes et de plateaux au Nord-Est et à l'Est 305
Le Ben Wyvis 305
Les plateaux du Nord-Est 308
La surface intermédiaire 308
Le rôle joué par la structure 308
c. Le bassin du centre du Ross-Shire 313
La cuvette d'Inchbae 314
L'ancienne couverture de Vieux-Grès-Rouge 316
L'origine du bassin du Ross-shire 317
d. L'évolution quaternaire 318

Les transformations opérées par les glaciers et par les eaux de fonte 319
Les processus actuels 323

2. — Les hautes montagnes de la partie centre-sud 324
a. Le problème des restes d'aplanissements 324
b. Le rôle de la lithologie 326
Les gneiss pélitiques 326
Les intrusions calédoniennes 327
Cluanie 327
Glen Loy 328
c. Les « auges de ligne de faille » 330
Le Strath Glass 330
Le Grand Glen 331
d. Les transformations opérées par les glaciers et les eaux de fonte 332
Le travail glaciaire 332
L'action des eaux de fonte 334

3. — Les péninsules du sud-ouest 336
a. La traduction morphologique des intrusions du socle 336
Le relief montagneux d'Ardgour 337
Le complexe intrusif de la presqu'île de Glenelg 339
Le « granite de Morvern-Strontian » 342
b. Le rôle morphologique des failles 352
Un cas d'entrecroisement de failles 352
Un modelé de blocs basculés 353
Des blocs basculés qui ont probablement rejoué tardivement 354
Les côtes tectoniques 354
Les auges de ligne de faille 355
c. L'évolution quaternaire 355
Le Quaternaire froid 355
L'évolution postglaciaire 357
L'évolution du littoral 358

Chapitre VIII

RELIEFS MONTAGNEUX DE DISSECTION ET PLATEAUX ASSOCIÉS : LES RÉGIONS DE VOLCANISME TERTIAIRE 361

1. — Le complexe volcanique de skye-raasay 363
a. Les montagnes de la partie centrale 364
Les paysages des gabbros 364
Les paysages des granites tertiaires 369
Les étapes de l'évolution morphologique 373
b. Les plateaux périphériques 381
Le problème de la topographie infrabasaltique 381
Les conditions de mise en place des coulées et les paysages des plateaux basaltiques 384
Les déformations tectoniques et les types morphologiques 386
Le Sud-Est 387
Trotternish 391
L'Ouest et le Nord-Ouest 395
L'évolution quaternaire 398
Le littoral 406

2. — Rhum et les iles voisines 408
a. Rhum 409
La mise en place de la structure et la tectonique d'ensemble 409

Les aplanissements 411
La mise en valeur de la structure dans le complexe volcanique 413
Le problème des gorges et des alvéoles de décomposition 417
Les autres retouches du Quaternaire 419

b. Les îles basaltiques du pourtour 420
Les îles basses 421
Eigg 422

3. — L'ouest d'arnamurchan 424

a. L'originalité structurale 424
La nature du matériel encaissant 424
Les mouvements de subsidence répétés 425
La migration des centres volcaniques 425

b. Les aplanissements et la réalisation du relief « volcano-appalachien » 425
La surface écossaise 426
Le niveau pliocène 426

c. Les types d'organisation morphologique 427
Le secteur marginal de l'Est 427
L'extrémité occidentale de la péninsule 430

d. Le Quaternaire 435
Les gorges anciennes 435
Le littoral 435

4. — Le complexe volcanique de mull et du morvern 436

a. Les surfaces d'aplanissement 437
Le problème des surfaces prébasaltiques sur le pourtour 437
Les aplanissements tertiaires 439

b. La mise en valeur de la structure et les types d'organisation morphologique 443
Les plateaux périphériques 443
Le Nord-Ouest de Mull 443
Le Morvern 448
Ardmeanach et Brolass 452
Le Ross of Mull et Iona 456
La demi-couronne de plateaux à l'Est et au Sud-Est 459
Les montagnes du Centre de Mull 468
Le Ben More 468
Les formes de relief volcano-appalachien 470

c. Le Quaternaire 480
Le Quaternaire froid 480
L'évolution postglaciaire 484

Chapitre IX

LES RÉGIONS BORDIÈRES DE LA MER DU NORD 489

1. — La bordure nord-ouest du moray firth 490

a. Le rôle morphologique de la surface infradévonienne et des conglomérats de base 490
Les types individuels de contact 490
Les caractères d'ensemble 497

b. Les types régionaux d'organisation morphologique 499
Le secteur méridional 499
Au Sud de la latitude du Beauly Firth 499
Entre le Beauly Firth et le Loch Fleet 503
Le secteur septentrional 510
La tectonique tertiaire 510
La surface intermédiaire 513

La mise en valeur de la structure 513
Le Quaternaire 520
c. Le littoral et les plages soulevées 524

2. — Le plateau du caithness 534
a. La morphologie préglaciaire 534
Le niveau pliocène 534
L'exploitation de la structure 534
b. Le Quaternaire froid 535
c. Le littoral 538
Les falaises 538
Les vestiges d'anciens rivages 542
L'évolution actuelle 544

3. — L'archipel des orcades 544
a. Les aplanissements tertiaires 545
La surface intermédiaire 545
La surface écossaise 546
Le niveau pliocène 546
b. Les types morphologiques d'exploitation de la structure 547
Le bloc faillé de Hoy 547
Les boutonnières de l'Ouest de l'île principale 548
Les esquisses de relief appalachien 549
Les bas plateaux découpés par des failles 550
c. Le découpage des îles et l'ancien réseau hydrographique 551
d. L'héritage du Quaternaire froid 552
Les glaciations 552
Les modifications apportées par l'érosion glaciaire 553
Le problème de l'empâtement des versants 554
e. Les côtes et leur évolution 555
Les grandes oppositions actuelles 555
L'évolution actuelle 556
Les changements relatifs du niveau marin 557

TROISIÈME PARTIE

LES PROBLÈMES D'ENSEMBLE

Chapitre X

LE FAÇONNEMENT DES TRAITS MAJEURS DU RELIEF AVANT LE QUATERNAIRE 563

1. — Rôle morphologique réduit des topographies anciennes (antérieures au tertiaire) 564
a. Les très vieilles surfaces 564
La surface infratorridonienne 564
La surface infracambrienne 565
b. La surface prédévonienne 566
c. Les autres surfaces antérieures au Tertiaire 569
La surface prétriasique 569
Le problème de la surface infracénomanienne 570

2. — Les niveaux d'aplanissement tertiaires 572
a. Vue d'ensemble 572

b. Les divers aplanissements 574
Les éléments isolés de surface supérieure 574
Hauts paliers d'érosion et fragments perchés de haute surface 575
La surface intermédiaire 576
La surface écossaise 579
Les principaux caractères 579
Le mode d'élaboration et l'âge 581
Le niveau pliocène 583
Les caractères 583
L'origine et l'âge 584
Le défoncement de l'aplanissement 586

3. — Les problèmes d'érosion différentielle dans les socles et les racines de volcans tertiaires 587

a. Les méthodes 587
L'étude des relations entre la topographie et la géologie 587
L'examen des coupes naturelles ou artificielles 587
L'analyse du matériel en laboratoire 587
L'observation des alluvions 589

b. Les facteurs de l'altération différentielle 589
La macro-fissuration 590
La taille du grain 591
La porosité 592
La composition minéralogique 594
Le quartz 594
La biotite 595
La composition minéralogique globale 597
La texture 598

c. Les échelles de résistance et l'héritage des paléoclimats 599

Chapitre XI

LES RETOUCHES OPÉRÉES AU QUATERNAIRE 603

1. — Les modifications apportées par le quaternaire froid 603

a. La délimitation du domaine glaciaire. Les secteurs non glaciés (?) 604

b. Les marques vigoureuses imprimées par l'érosion glaciaire 606
Les cirques 606
L'influence de l'exposition .....
La nature du matériel 607
Les différences d'âge 608
L'importance des transformations opérées par les glaciers de cirque 609
Les grandes auges glaciaires 609
Répartition 610
Les « auges de ligne de faille » 611

c. Les limites de l'efficacité des glaciers dans leur travail d'érosion 612
Le témoignage des formes 612
Les aplanissements tertiaires 612
Les cuvettes 612
Les vallées encaissées 613
Les plates-formes d'abrasion 613
Les témoignages apportées par les masses d'altérites en place 613
Le témoignage des alluvions 615
Les dépôts morainiques 615
Les dépôts fluvio-glaciaires 615
Les alluvions fluviatiles 616
Conclusions 616

d. Le travail des eaux de fonte 618

Les grandes accumulations fluvio-glaciaires 618
Les formes de creusement 619
Différences régionales 619
Quelques types principaux 619

2. — Le littoral 621
a. Les rivages préglaciaires et interglaciaires 622
b. Les rivages soulevés 622
Les rivages soulevés tardiglaciaires 623
Le rivage supérieur 623
Le rivage soulevé intermédiaire 624
La phase d'émersion 625
Les rivages soulevés postglaciaires 625
c. L'évolution des rivages 626
Les grandes oppositions 626
Les exemples d'irrégularisation 627
Faiblesse de l'évolution présente 628

3. — Les formes d'évolution continentale postérieures au départ de la glace 629
a. Les séquelles de l'évolution en milieu périglaciaire 629
Les glissements de terrain 629
Les phénomènes périglaciaires anciens et actuels 630
b. L'altération actuelle des surfaces rocheuses 633
c. L'érosion d'origine anthropique 634

CONCLUSION 636
TABLEAUX HORS-TEXTE 637
LEXIQUE DE QUELQUES TERMES GAËLIQUES OU SCANDINAVES 657
BIBLIOGRAPHIE 661
I. — *Documents consultés* 661
II. — *Articles et ouvrages* 662
INDEX 677
TABLES 679
Tableaux hors-texte 679
Figures dans le texte 681
Cartes hors-texte 687
Photographies 689
Table des matières 691

Vu le 9 juillet 1964 :
le Doyen de la Faculté des Lettres
et Sciences Humaines
de l'Université de Paris
André AYMARD

Vu et permis d'imprimer
le Recteur de l'Académie de Paris
M. ROCHE

IMPRIMERIE LOUIS-JEAN - GAP

Dépôt légal : 110 — 1965